Omagiu Prof. G. VÂLSAN — întemeietorul școlii geomorfologice românești.

Redactor:
SILVIUS TEODORESCU
Tehnoredactor:
VIRGIL ANDREICA
Supracoperta și coperta:
LEONTIN PLOSCA

Prof. dr. doc. PETRE V. COTEȚ
LAUREAT AL PREMIULUI DE STAT

CÎMPIA ROMÂNĂ

STUDIU DE GEOMORFOLOGIE INTEGRATĂ

Editura
CERES
BUCUREȘTI
1976

CUVÎNT ÎNAINTE

Lucrarea de față reprezintă o sinteză a preocupărilor noastre de geomorfologie și de geologia cuaternarului, începînd cu anul 1939 cînd am publicat prima notă asupra gurii de vărsare a Oltului. Continuate și dezvoltate în teza de doctorat Cîmpia Olteniei *(susținută în anul 1938 și publicată în 1957), cercetările noastre s-au extins an de an asupra întregului ansamblu geografic și geologic al Cîmpiei Române.*

Denumirea nouă de geomorfologie sistemică-integrată, *pe care o folosim pentru prima oară aici, s-a conturat din necesitatea de a exprima mai bine raporturile corelative, cauzale și funcționale dintre relief ca bază a formării solurilor și vegetației, dintre relief și depozitele superficiale, dintre acestea din urmă, climă și ape subterane, adică întreg ansamblul de factori și condiții care interesează activitatea omului, utilizarea terenurilor și economia celei mai importante unități agricole a țării.*

Prin adoptarea principiului genetic și integrativ, de stabilire a unor corelații cauzale și funcționale foarte largi în studiul reliefului Cîmpiei Române, socotim că putem veni mai mult și mai concret în sprijinul diferiților specialiști, care se ocupă cu probleme agricole, agroameliorative, geotehnice, hidrologice, pedologice etc., servind astfel mai direct latura producției și nevoile e c o n o m i e i n a ț i o n a l e, *principiu corespunzător în același timp celor trei pîrghii ale* corelației dialectice — *învățămînt-cercetare-producție.*

În prezent, Cîmpia Română este bine cunoscută din punct de vedere științific sub toate raporturile (geofizic și geologic, geomorfologic și geografic, climatic, hidrografic și hidrogeologic, pedologic și agroameliorativ, geotehnic și geobotanic), prin diferite cercetări individuale sau colective, realizate prin diferite institute de specialitate sau departamentale.

În afară de cercetările de suprafață au fost efectuate sute și chiar mii de foraje hidrogeologice și geotehnice, care impun sintetizarea și interpretarea lor pe complexe litologice și stratigrafice.

Valorificînd tradiția școlii naturaliste românești, care a pus bazele cunoașterii științifice a Cîmpiei Române la sfîrșitul veacului trecut și în prima parte a secolului nostru, am reluat-o și dezvoltat-o la nivelul cerințelor actuale, utilizînd atît rezultatele mai vechi, cît și cele mai noi sub raport geomorfologic complex.

După 1944 și mai ales începînd cu anul 1950, în Cîmpia Română s-au efectuat numeroase cercetări și studii cu privire la condițiile naturale și la valorificarea acestora sub toate raporturile, legate de dezvoltarea ascendentă a economiei noastre socialiste, de marile lucrări hidrotehnice sau agroameliorative necesare acesteia.

Relevăm în mod special studiile complexe care au fost realizate în decursul anilor trecuți, cum au fost cele legate de excesul de umiditate din anii 1969—1972, în cadrul colectivului C.E.A.I. (Comisia de elaborare a programului național de lucrări privind eliminarea excesului de apă de pe terenurile agricole și combaterea inundațiilor), din vara anului 1973 de către un colectiv larg de specialiști sub conducerea Acad. N. Giosan, Președintele Academiei de științe agricole și silvice, din care a făcut parte și autorul acestor rînduri și a cărui activitate s-a închegat în sinteza de față.

Această lucrare se înscrie pe linia sporirii rolului științei în realizarea planului cincinal 1976—1980.

Varietatea și complexitatea problemelor de relief din Cîmpia Română au impus tratarea lor sistemică într-un tot unitar. De o complexitate deosebită s-a dovedit interpretarea tuturor forajelor existente, care ne-au permis să fundamentăm mai precis concepția asupra genezei și evoluției, ca și clasificarea subunităților pe date cu caracter geologic-litologic și paleontologic reale.

Lucrarea se adresează specialiștilor din cele mai variate domenii (geomorfologi, geografi, geologi, hidrogeologi, pedologi, arhitecți, agronomi, silvicultori). Socotim că ea este tot așa de utilă și specialiștilor din hidroameliorații și gospodărirea apelor, deoarece amenajarea cursurilor inferioare ale unor rîuri alohtone, ca și a celor autohtone, amenajarea sistemelor de irigații sau desecări, implică o cunoaștere profundă a reliefului, structurii geologice, a solurilor, climei, hidrografiei și hidrologiei.

Directivele celui de al XI-lea Congres al P.C.R. au trasat sarcini concrete în domeniul gospodăririi apelor și protecției mediului înconjurător. În lumina indicațiilor date de conducerea superioară de partid și de stat, s-a trecut la elaborarea unor programe de amenajare a bazinelor hidrografice pentru buna gospodărire a resurselor de apă, pentru combaterea excesului de umiditate, pentru prevenirea și combaterea efectelor dăunătoare ale inundațiilor, pentru amenajarea și extinderea irigațiilor, pentru sistematizarea teritoriului etc.

Toate aceste programe elaborate sau în curs de elaborare vor duce la folosirea rațională a resurselor de apă pentru industrie, agricultură, populație, piscicultură, turism, prevenirea efectelor distructive ale apelor, prin lucrări de apărare, lacuri de acumulare, îndiguiri, regularizări etc.

Începînd din 1962 s-a trecut la amenajarea integrală a cursurilor de apă din țara noastră pentru punerea în valoare a potențialului hidroenergetic, care s-a extins din sectoarele montane în cele de șes, unde văile Siretului, Oltului și Dunării stau pe primul plan.

Studiul versanților și evoluția lor sub acțiunea agenților naturali și antropici, ca și măsurile antierozionale (împăduriri, culturi de pomi, viță de vie) n-au scăpat atenției autorului.

Sperăm că lucrarea de față va pune la dispoziția specialiștilor datele de bază pentru elaborarea tuturor acestor programe necesare amenajării uneia din cele mai întinse regiuni și cele mai controversate sub aspectul genetic și evolutiv — Cîmpia Română.

Accentul în expunerea problemelor analizate cade pe geneza și evoluția reliefului, *ca bază corelativă a celorlalte elemente naturale și antropice. Necesitățile actuale sub raport practic legate de economia agricolă impun cunoașterea complexă, sistemică a realităților geomorfologice ale Cîmpiei Române sub toate raporturile, privite diacronic, în prezent și în trecut, dar și în viitor. Cu alte cuvinte „ziua de astăzi" la scară geologică nu poate fi separată de paleogeografie, iar perspectiva soluțiilor practice trebuie să se bazeze atît pe datele trecutului, cît și cele ale prezentului. De aici a rezultat necesitatea utilizării* unor date de ordin geologic-stratigrafic, *cu terminologia consacrată, fără de care nu este posibilă înțelegerea problemelor de paleogeografie și hidrogeologie, mai ales. Aceasta cu atît mai mult cu cît lucrarea de față reprezintă prima sinteză de acest gen în spirit modern și care se adresează unui număr variat de specialiști.*

Ea cuprinde două părți: prima *se referă la problemele geomorfologice și geologice de ansamblu, legate de paleogeografie, depozite, relief și la condițiile climatice, hidrografie, vegetație și soluri corelate cu morfologia de suprafață, iar* a doua *cuprinde analiza unităților regionale cu specificul lor, ambele însoțite de numeroase schițe, profile, blocdiagrame, care completează și ușurează înțelegerea textului. Legătura dintre aceste două părți se face prin capitolul VIII, unde sînt expuse și exemplificate principiile geomorfologiei integrate, corelative.*

Sperăm că problemele reliefului expuse sub această formă complexă, sistemică și corelativă să fie extinse și la alte unități ale țării, oriunde necesitățile economiei naționale o impun pentru menținerea echilibrului natură-om, ca urmare a unor transformări antropice raționale și nu de forțare a naturii.

Mulțumim pe această cale tuturor forurilor și specialiștilor din domeniile directe sau învecinate care ne-au sprijinit în elaborarea primei monografii geomorfologice din țara noastră cu larg caracter integrativ.

AUTORUL

CUPRINSUL

Partea întîi — ANALIZA GENERALĂ

Partea întîi

ANALIZA GENERALĂ

Capitolul I

CÎMPIA ROMÂNĂ ÎN CADRUL GEOGRAFIC AL ŢĂRII

A. POZIŢIE, LIMITE ŞI ÎNTINDERE

Cîmpia Română reprezintă cea mai mare unitate geomorfologică a ţării, fiind situată în lungul Dunării de la ieşirea din defileu, începînd de la Drobeta-Turnu Severin şi pînă la Galaţi, la numai 135 km distanţă de Marea Neagră (fig. 1).

La exterior, limita ei o dă albia Dunării dominată de abruptul format de podişurile mai înalte Miroci, Prebalcanic şi Dobrogei, iar la interior este bine cunoscută linia de contact cu dealurile din nordul localităţilor Drobeta-Turnu Severin, Hinova, Vînju Mare, Pleniţa, Radovanu, Craiova, Balş, Slatina, Costeşti, Piteşti, Tîrgovişte, Ploieşti-Mizil-Buzău-Rîmnicu Sărat, Focşani, Panciu, Mărăşeşti, Corod, Cudalbi, continuîndu-se apoi pe valea Gerului şi valea Siretului pînă la Galaţi.

Cîmpia Română are forma unei mari fîşii depresionare, arcuită în lungul Dunării, dar cu lăţimi variabile şi care pătrunde ca două mari „golfuri" spre NV în Depresiunea Drobeta-Turnu Severin şi spre NE în lungul Siretului şi chiar pe Prut, în nordul oraşului Galaţi, dacă-i ataşăm partea mai joasă a Podişului Covurlui.

Forma ei arcuită, ca şi a Dunării de altfel, se datoreşte celor două mari curburi, în vest, curbura internă carpato-balcanică, iar la est, curbura externă subcarpatică şi pintenul prelung al horstului dobrogean, care au influenţat eroziunea şi dinamica marelui fluviu.

Mulţimea afluenţilor carpatici a jucat un rol foarte important în acţiunea de împingere a Dunării tot mai mult spre malul drept, fapt ce rezultă clar din dezvoltarea mai mare a luncii şi teraselor ei pe malul stîng, românesc. Se poate aprecia că aproape 98% din Cîmpia Dunării inferioare aparţin Cîmpiei Române şi numai mici porţiuni se găsesc pe malul drept al R. S. F. Iugoslavia şi R. P. Bulgaria (fig. 1).

Cea mai îngustă parte a ei se află la NV de linia Cetate—Pleniţa (de numai 20 km), unde caracterul depresionar de eroziune iese mai bine în evidenţă, în raport cu podişurile învecinate[1], iar cea mai lată între Piteşti şi Zimnicea (140 km). Între Craiova şi gura de vărsare a Jiului are 60 km, între Mizil şi Olteniţa ajunge la 100 km, iar între Rîmnicu Sărat şi Brăila la 80 km.

[1] Între Şip şi sud Vidin, Cîmpia Dunării inferioare are cea mai mare dezvoltare pe latura dreaptă a fluviului.

Între Calafat şi Hîrşova, lungimea ei trece de 400 km (fig. 1), iar între Drobeta-Turnu Severin şi Mărăşeşti, pe linia semicercului pericolinar, Cîmpia Română atinge peste 500 km lungime.

Cele mai mari înălţimi ale reliefului apar între Tîrgovişte şi Filipeşti-Tîrg, în Pintenul Măgurii, unde cele două anticlinale subcarpatice depăşesc 300 m în Măgura Bucşani (364 m) şi Măgura Mărgineni (331 m), iar cele mai mici de 8—10 m se găsesc în Ostrovul Brăilei şi gura Siretului.

În ansamblu, Cîmpia Română, drenată de cursul inferior al Dunării, ocupă partea cea mai joasă a marelui arc carpato-balcanic în care se află Bazinul Pontic sau Dacic.

B. CÎMPIA ROMÂNĂ ŞI SENSUL EI LARG SUB RAPORT AGROGEOGRAFIC

Dacă ţinem seama de modul de utilizare a terenului, în special de extinderea terenurilor agricole şi de valorile hipsometrice ale sectorului dintre Costeşti şi Filipeşti-Tîrg, Cîmpia Română ca unitate geografică poate fi extinsă în ansamblu pînă la altitudinea de 250—300 m. În acest sens larg, partea de sud a Piemontului Getic şi a Podişului Covurlui pot fi înglobate ei (fig. 1). Pentru această extindere pledează o serie de elemente în continuitate spre nord, de la Cîmpia Română în sens restrîns, aşa cum sînt depozitele loessice, specificul apelor subterane piemontane, solurile etc.

Studiul acestor sectoare de cîmpie înaltă rămîne o problemă de amănunt, pentru viitor, noi schiţîndu-le aici mai mult sub raport geologic pe baza cîtorva sondaje care ne-au stat la îndemînă, pentru a scoate în evidenţă legătura lor genetică cu tot ansamblul acestei unităţi.

C. CÎMPIA ROMÂNĂ ÎN CONTEXTUL GEOMORFOLOGIC CARPATO-DANUBIAN

Privită în ansamblu, fie în sensul clasic cunoscut, sau în cel larg propus, Cîmpia Română are aspectul unei mari depresiuni structural-tectonice, dominată de un cadru înconjurător, mai înalt şi denumită — *Depresiunea Valahă* (Pontică) care este ultima mare depresiune din lungul Dunării (fig. 2).

Aşa după cum se ştie, Dunărea este al doilea fluviu al Europei ca mărime, avînd 2 887 km lungime şi un bazin de 817 000 km². Ea aparţine din punct de vedere geografic Europei Centrale, fiind singurul fluviu al acesteia ce curge de la vest la est, mărginind şi traversînd şapte ţări.

Dunărea îşi are izvoarele în Munţii Pădurea Neagră, la 1 000 m altitudine, de unde-şi adună apele prin cei doi afluenţi Breg şi Brigach şi se varsă în Marea Neagră printr-o întinsă deltă, cuprinsă între cele trei braţe: Chilia, Sulina şi Sf. Gheorghe.

Cursul Dunării este o înlănţuire organică de sectoare cu direcţii variate, de porţiuni înguste şi largi, care reflectă istoria zbuciumată a genezei ei. Împărţirea clasică a cursului Dunării în trei, în raport cu regimul diferit de formare şi de scurgere a apelor, este următoarea:

— *Dunărea alpină* — cursul superior (de la izvoare şi pînă la Viena);
— *Dunărea panonică* — cursul mijlociu (cuprins între Viena şi Baziaş) şi
— *Dunărea pontică* — cursul inferior, între Baziaş şi Marea Neagră (fig. 2).

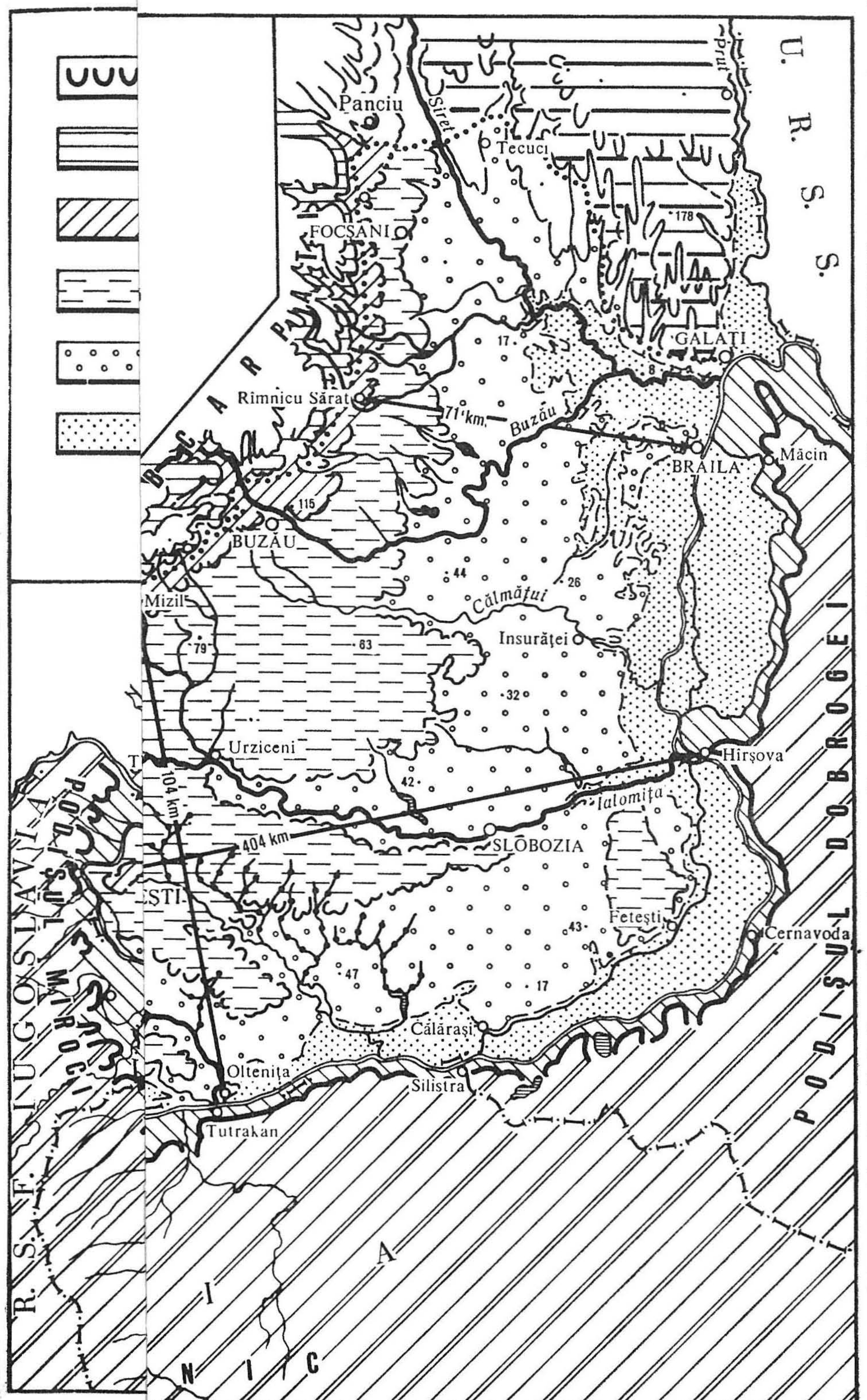
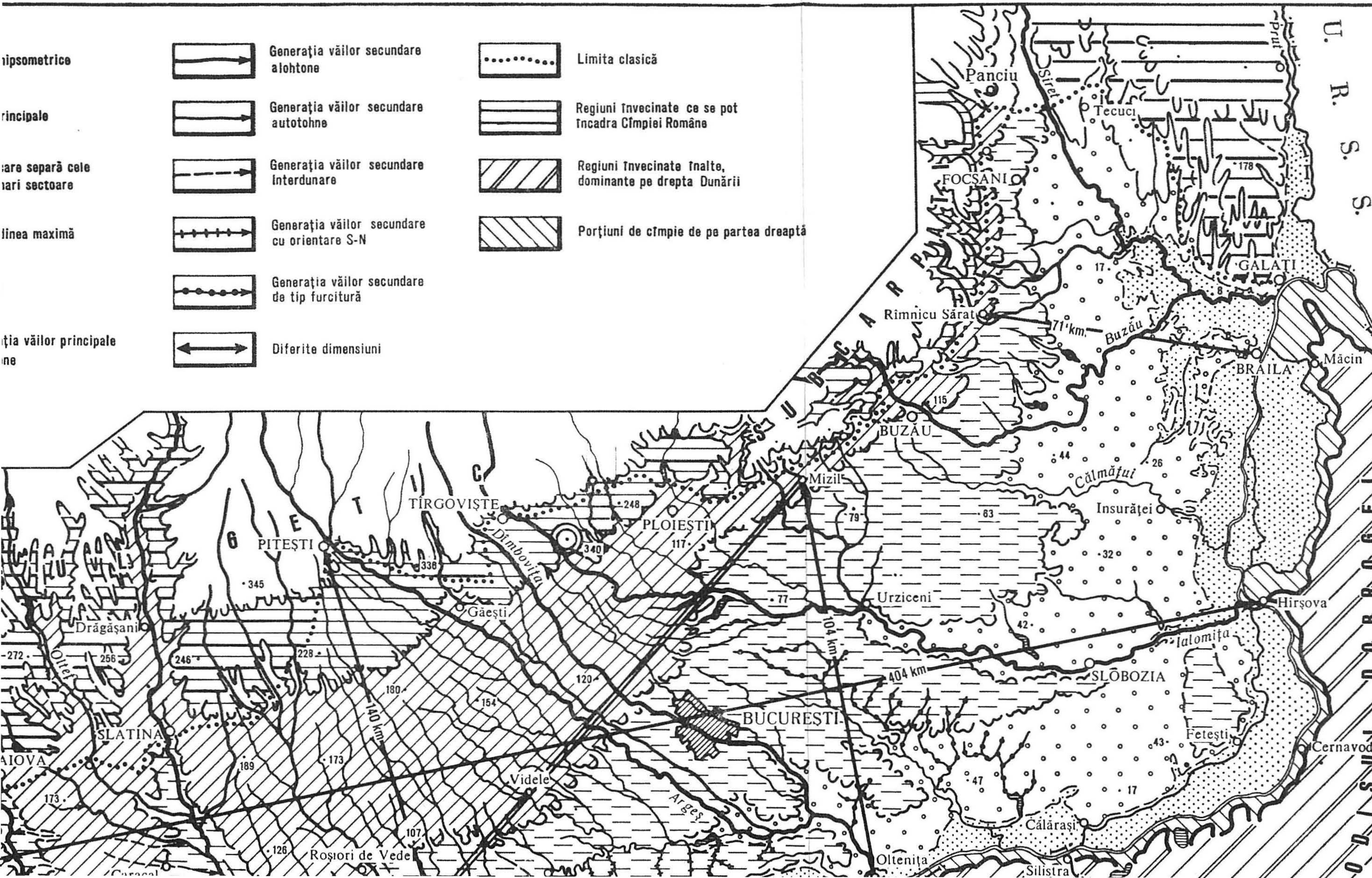


Fig. 1. Cîmpia Română — limite, dimensiuni şi hipsometrie.



ipsometrice
rincipale
care separă cele
nari sectoare
dinea maximă
ţia văilor principale
ne
Generaţia văilor secundare alohtone
Generaţia văilor secundare autotohne
Generaţia văilor secundare interdunare
Generaţia văilor secundare cu orientare S-N
Generaţia văilor secundare de tip furcitură
Diferite dimensiuni
Limita clasică
Regiuni învecinate ce se pot încadra Cîmpiei Române
Regiuni învecinate înalte, dominante pe dreapta Dunării
Porţiuni de cîmpie de pe partea dreaptă
U. R. S. S.
Panciu
Siret
Prut
Tecuci
FOCŞANI
GALAŢI
Rîmnicu Sărat
71 km
Buzău
BRAILA
Măcin
SUBCARPAŢI
BUZĂU
GETIC
TÎRGOVIŞTE
PLOIEŞTI
Mizil
Călmăţui
Insurăţei
PITEŞTI
Dîmboviţa
Găeşti
Urziceni
Hîrşova
Drăgăşani
Olt
Ialomiţa
104 km
404 km
SLOBOZIA
140 km
BUCUREŞTI
SLATINA
Feteşti
Cernavoda
AIOVA
Videle
Argeş
Călăraşi
Roşiori de Vede
Olteniţa
Silistra
Caracal
PODIŞUL DOBROGEI

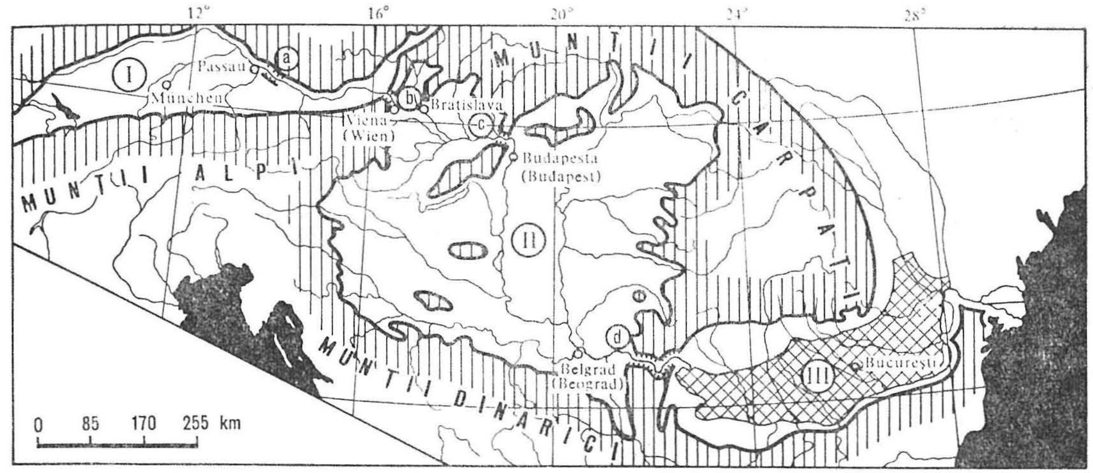


Fig. 2. Poziția Cîmpiei Române în seria depresiunilor din lungul Dunării
I — Depresiunea Bavariei; *II* — Depresiunea Panonică; *III* — Depresiunea Valahă (hașurat în cadrilaj Cîmpia Română); defileele Dunării: *a* — Passau ; *b* — Viena; *c* — Visegrád; *d* — Porțile de Fier

Cea mai mare parte a cursului Dunării aparține depresiunilor, pe care le străbate liniștit prin văi largi și mai puțin regiunilor montane, pe care le traversează zbuciumat prin văi transversale înguste și adînci. Așa cum se vede din fig. 2, Dunărea este în cea mai mare parte moștenitoarea bazinelor marine și lacustre neogene, începînd din Depresiunea Bavariei, continuînd cu depresiunile Vienei și Bratislavei (Györ), apoi cu Depresiunea Panonică și terminînd cu Depresiunea Pontică (Valahă).

Dunărea Pontică corespunde teritoriului țării noastre pe o lungime de 1 075 km. Ea coboară pe această distanță de la 67 m altitudine la gura Nerei pînă la 0 m la Sulina (din care numai în defileu coboară 30 m, pînă la Drobeta-Turnu Severin).

Pe tot acest traseu, Dunărea are o vale formată din porțiuni cu direcții variate, de la vest la est, între Baziaș și Drobeta-Turnu Severin, de la nord la sud, între Drobeta-Turnu Severin și Calafat; din nou de la vest la est pînă la Ostrov, apoi de la sud la nord pînă la Galați și apoi iarăși spre est, pînă la vărsare. Aceste direcții variate ale Dunării pontice reflectă în bună măsură, influența cadrului morfostructural general în care s-a format ea.

D. SCURT ISTORIC AL CERCETĂRILOR ȘI REZULTATELE DE PÎNĂ ACUM

Așa cum s-a arătat în prefață, Cîmpia Română a făcut obiectul de cercetare a celor mai renumiți geologi și geografi români, care și-au făcut intrarea în știință la sfîrșitul secolului trecut și începutul secolului nostru, prin studiile întreprinse aici. Geografia a debutat la acest început prin apariția a trei teze de doctorat (E m m. d e M a r t o n n e, 1904, A l. D i m i t r e s c u-A l d e m, 1911 și G. V â l s a n, 1915), ca și cu lucrarea lui E m. P r o t o p o p e s c u-P a c h e (1923), pregătită în același sens, dar din cauza războiului a fost publicată numai sub forma cunoscută.

Seria tezelor de doctorat asupra diverselor unități regionale din Cîmpia Română au continuat și mai tîrziu cu — *Les dunes de l'Olténie* (M. St. I o n e s c u-B a l e a, 1923), *Vlăsia și Mostiștea* (V. M i h ă i l e s c u, 1924) și *Cîmpia Olteniei* (P. C o t e ț, 1957).

Perioada dintre 1919—1930 este destul de săracă în lucrări de geomorfologie, remarcîndu-se numai studiul lui C. Brătescu (1921) asupra mişcărilor epirogenice din bazinul Dunării de jos, unde accentul s-a pus pe studiul depresiunilor şi lacurilor, teraselor dunărene, limanelor maritime şi fluviatile, insulelor şi popinelor izolate din Lunca Dunării, denivelărilor morfologice etc. De o mare valoare au fost, de asemenea, lucrările lui P. Enculescu (1924, 1929), asupra zonelor naturale şi raportul lor cu solurile şi loessul.

Perioada 1931—1944 este mai bogată, V. Mihăilescu (1931), publică sinteza asupra unităţilor morfologice ale ţării şi defineşte mai bine Cîmpia Română, iar C. N. Plopşor (1931) propune ca limită între Cîmpia Munteană şi Cîmpia Olteană, linia de ridicare Dăbuleni—Saru. I. P. Voiteşti (1936) se ocupă de problemele de paleogeografie ale întregii ţări, iar în Cîmpia Română localizează un lac cuaternar; M. Paucă (1936) face o sinteză a mamiferelor pleistocene din jurul Capitalei; P. Coteţ (1939, 1940) arată mutarea recentă a gurii Oltului, rolul şi sensul mişcărilor epirogenice în toată Cîmpia Română, pe baza analizei reţelei hidrografice.

Studiile geologice, hidrogeologice şi pedologice lipsesc aproape complet. Se remarcă, totuşi, lucrarea *„Degradarea solurilor de stepă"* (M. Popovăţ, 1937), iar ca analize de laborator amintim importanta sinteză a lui S. M. Gogîlniceanu (1939).

În această perioadă apare lucrarea lui Gh. Ionescu-Şişeşti (1933), asupra valorificării Luncii Dunării, apoi sinteza lui N. Cernescu (1934), cu privire la factorii climatului şi zonele de sol ale României.

Între lucrările de geomorfologie, pe primul plan stă sinteza lui C. Brătescu (1938), unde se fac primele precizări cronologice asupra teraselor Dunării în sectorul Giurgiu—Călăraşi.

Perioada 1944—1960 a reprezentat o nouă orientare atît sub raport metodologic, teoretic, cît şi pe teren. Cercetările geologice, geomorfologice, hidrogeologice, pedologice, geotehnice şi agronomice iau o mare dezvoltare prin numeroase colective de lucru şi institute de specialitate.

Se fac cercetări de amănunt, se întocmesc diferite sinteze, proiecte geotehnice sau de dezvoltare a agriculturii. Numărul lucrărilor publicate şi a rapoartelor documentare nepublicate a crescut foarte mult.

În domeniul paleogeografiei, C. Brătescu (1944—1945) face o interesantă sinteză sub forma unui curs ţinut studenţilor din ultimul an, cu privire la *„Evoluţia lacului din partea de est şi nord-est a Cîmpiei Române"*. Expunem mai departe punctul lui de vedere, spicuit din notele de curs[1], bazate pe analiza numeroaselor profile geologice şi în special a celor în loess şi a orizonturilor de soluri fosile.

Puţin mai tîrziu a apărut lucrarea *„Formarea Cîmpiei Române"* (N. M. Popp, 1947), destul de apropiată de cea anterioară, dar cu alte argumente, bazate în special pe studiul teraselor fluviatile.

P. Coteţ (1946, 1948)[2] acordă atenţie influenţei pe care o are criptotectonica asupra reliefului şi depozitelor cuaternare, în strînsă legătură cu geneza reliefului. Prin introducerea *principiului genetic şi cronologic*, în studiul reliefului din Cîmpia Olteniei, s-au deschis perspective largi altor domenii (geotehnic, agronomic, hidrogeologic şi pedologic, precum şi pentru geologia cuaternarului).

---

[1] Lucrarea se află în manuscris la Biblioteca Acad. Române.

[2] Teza de doctorat — *Cîmpia Olteniei — studiu de geomorfologie, cu privire specială asupra depozitelor cuaternare*, publicată în 1957, Editura ştiinţifică.

Cercetările hidrogeologice şi de geologia cuaternarului se extind mult o dată cu studiile lui E. Liteanu (1952, 1953 a) asupra zonei oraşului Bucureşti şi a bazinului inferior al Argeşului, ca şi cele de geotehnică (Fl. Craciun-D. Popescu, 1953).

E. Liteanu singur sau în colectiv cu A. Pricăjan, T. Bandrabur, C. Ghenea, D. Slăvoacă, C. Opran şi alţii sau diferite alte colective s-au ocupat de numeroase probleme de litologie, stratigrafie şi tectonică cuaternară, paralel cu cele de hidrogeologie. Rezultatele acestora sînt citate de noi la locul respectiv.

În mod paralel, cu astfel de probleme s-au ocupat şi o serie de geomorfologi — I. Sîrcu (1953), Tr. Naum — H. Grumăzescu (1954), Gh. Niculescu (1954), I. Rădulescu (1956, 1957), Al. Obreja (1956), V. Mihăilescu (1966), P. Coteţ — E. Prisnea (1957), E. Prisnea (1960, 1962), V. Sficlea (1960, 1973), P. Coteţ (1960, 1963, 1965, 1966 şi 1967), A. C. Banu (1967, 1969), colectivul I.G.G. (1969) şi alţii.

În strînsă legătură cu cercetările geomorfologice, geologice şi hidrogeologice s-au împletit şi cele de pedologie din care pe primul loc stau studiile efectuate de Gr. Obrejan (1960, 1963), N. Florea (1952, 1954, 1955, 1956, 1957), A. Conea (1962, 1970), M. Spirescu (1957), C. Oancea-M. Parichi (1967, 1970), ca şi cele colective, destul de numeroase asupra solurilor ca element al peisajului natural.

Abordarea problemelor legate de studiul depozitelor superficiale şi mai ales analiza paleosolurilor şi a loessului, în general, de către pedologi, o socotim binevenită, ca şi folosirea altor metode moderne (A. Conea, 1970, 1972, M. Spirescu, 1970 ş.a.). Remarcăm, de asemenea, studiile paleontologice asupra moluştelor şi mamiferelor, efectuate de N. Macarovici (1960, 1968, 1972), L. Apostol (1968, 1972, 1974), ca şi analizele de polen (Şt. Roman, 1972, Gean. Cioflică ş.a., 1964, M. Cîrciumaru, 1972, 1973) pentru fixarea vîrstei depozitelor cuaternare. Nu sînt lipsite astăzi de importanţă pentru practică nici cercetările arheologice, iniţiate de C. N. Plopşor (1930), C. N. Plopşor ş.a. (1959), în strînsă legătură cu studiul depozitelor cuaternare.

Tot aici trebuie să amintim atenţia care se acordă structurilor acvifere (D. Băluţă, 1964, 1973) pe baza raporturilor morfolitologice, raionării ameliorative a apelor freatice, capacităţii de drenaj natural a unui teritoriu (H. Ioaniţoaia, 1962, 1974; H. Ioaniţoaia — M. Dobrescu, 1972).

Extinderea irigaţiilor şi influenţa lor asupra solurilor şi dinamicii lor, asupra echilibrului natural, studiul inundaţiilor fac parte din acelaşi complex de probleme legate de cunoaşterea reliefului de diferite ordine şi a depozitelor de suprafaţă.

Dinamica apei în canalele de aducţiune, dinamica albiei rîurilor şi raporturile ei cu legile eroziunii şi acumulării, se leagă în acelaşi ansamblu de probleme care interesează studiul de geomorfologie integrată a Cîmpiei Române.

Studiile asupra condiţiilor de irigaţii, desecări şi agroameliorații de M. Botzan ş.a. 1956, 1959, M. Botzan, 1966, au scos în evidenţă necesitatea cunoaşterii Cîmpiei Române sub toate raporturile, a reliefului şi depozitelor de suprafaţă, a condiţiilor hidro- şi biopedoclimatice.

Toate acestea converg spre acelaşi scop, cunoaşterea întregului complex de condiţii naturale actuale şi din trecut, necesare rezolvării diferitelor probleme economice.

Un astfel de studiu complex a fost realizat pentru întreaga Cîmpie Română în anul 1973, prin Comisia de elaborare a programului naţional de lucrări privind eliminarea excesului de apă de pe terenurile agricole şi combaterea inundaţiilor (C.E.A.I.).

Ca încheiere, amintim bogatul material cartografic geologic, hidrogeologic, hidrologic, climatic, pedologic, precum şi sinteza cu privire la reţeaua hidrogeologică a R. S. România, întocmit de Institutul de meteorologie şi hidrologie (1973), care ne-a uşurat mult lucrarea noastră.

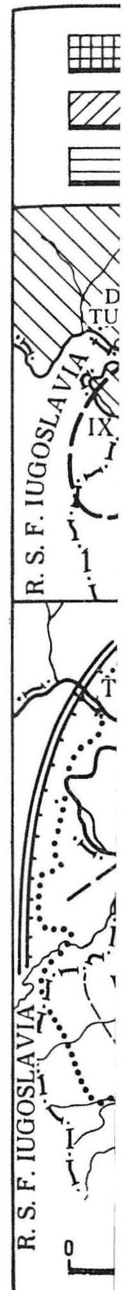


Fig.3. Da

1 — disloca dinale şi tra ce principal

A — date ge

ɔp, cunoaşterea întregului complex de
ıecesare rezolvării diferitelor probleme

ılizat pentru întreaga Cîmpie Română
:e a programului naţional de lucrări
de pe terenurile agricole şi comba-

ial cartografic geologic, hidrogeologic,
şi sinteza cu privire la reţeaua hidro-
e Institutul de meteorologie şi hidro-
rarea noastră.

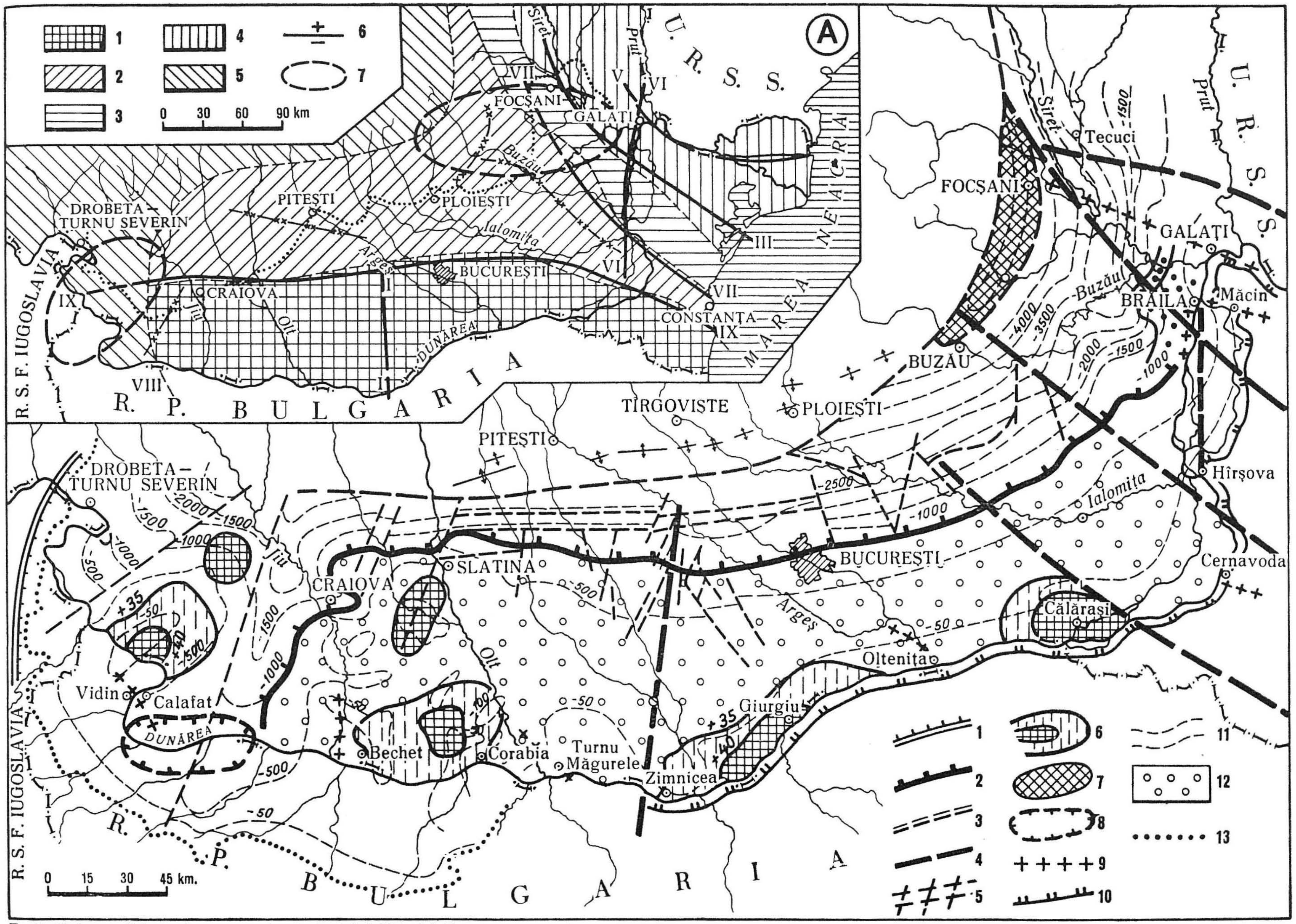


*Fig.*3. Date morfotectonice asupra fundamentului Cîmpiei Române începînd cu suprafaţa peneplenei valahe, situată la baza depozitelor neogene — uşor înclinată spre nord (după N. Grigoraş, I. Băncilă, D. Paraschiv ş.a.):

1 — dislocaţia marginală cristalină-mesozoică; *2* — flexura platformei moesice; *3* — falia longitudinală pericarpatică; *4* — falii principale transversale-radiare; *5* — cadrilaje de falii longitudinale şi transversale; *6* — anomalii (după datele geofizice); *7* — zona de curbură cu cea mai mare grosime a depozitelor neogene; *8* — centrul pleistocen al depresiunii Lomului; *9* — linii seismice principale, transversale pe Dunăre (după I. Atanasiu); 10 — abrupturi dobrogene cu aspect de faleză lacustră; *11* — izobazele depozitelor neogene; *12* — nivelul peneplenei valahe pe depozitecretacice; *13* — limita depozitelor neogene (levantine) în depresiunea Lomului

A — date geofizice (după harta geofizică R.S.R.) :*1* — fundament arhaic baicalian; *2* — idem, baicalian, *3* — idem de şisturi verzi ; *4* — idem, hercinic-dobrogean; *5* — idem, carpatic; *6* — linii structurale de ord. *I* — fracturi crustale (I—IX); *7* — mari zone de curburi cu fundament complex şi importante schimbări hidrografice.

Toa
condiţ
econon
Un
în anu
privin
terea
Ca î
hidrol
geolog
logie (

Capitolul II

CADRUL STRUCTURAL-TECTONIC ŞI EVOLUŢIA PALEOGEOGRAFICĂ PRECUATERNARĂ

Deşi la suprafaţă, Cîmpia Română face parte din cele mai noi unităţi geomorfologice ale ţării, totuşi trecutul ei este destul de îndepărtat prin fundamentul cristalin, mai vechi chiar decît al unei bune părţi din Carpaţi. Evoluţia ei începe prin blocul rigid al fundamentului ce se află la adîncimi foarte mari şi se continuă treptat prin diferite alte etape sau faze de eroziune şi de acumulare a sedimentelor marine, lacustre şi continentale, ce s-au suprapus în etaje diferite, pînă a ajuns la nivelul cel mai extins, de vîrstă cuaternară pe care ne aflăm astăzi.

A. CADRUL STRUCTURAL PALEOTECTONIC

Privită în ansamblu, Cîmpia Română are aspectul unei mari şi complexe depresiuni de scufundare — Depresiunea Valahă — care iese în evidenţă prin marginile mai ridicate ale podişurilor învecinate Mehedinţi şi Miroci (R.S.F. Iugoslavia) în NV şi V, Prebalcanic în sud şi Dobrogean în est. Numai pe latura de nord, între Batoţi şi Tîrgovişte, Cîmpia Română se leagă strîns şi fără denivelări tectonice de suprafaţă cu Podişul Getic. De la Mizil spre E şi NE, contactul cu zona cutată a Subcarpaţilor se face însă în lungul unei importante falii marginale, neotectonice (fig. 3).

Numeroase sisteme de falii marginale sau interioare, transversale şi longitudinale, fragmentează faţa ascunsă a fundamentului Cîmpiei Române în mai multe blocuri (grabene şi horsturi), situate la diferite adîncimi. Dintre acestea cea mai importantă linie a fundamentului o reprezintă marea *flexură longitudinală* prin care unitatea rigidă a platformei moesice (epihercinice) cade în faţa Carpaţilor şi prin care s-a conturat mai bine avantfosa acestora (fig. 3 A VI,).

Nu este străină de sistemul de fracturi vechi ale fundamentului, nici forma arcuită, semicirculară a Dunării pe unele porţiuni ale ei, mai ales între Drobeta-Turnu Severin şi Calafat sau între Hîrşova şi Galaţi. Cursul inferior al Siretului şi valea Cîlniştei reflectă, de asemenea, prin direcţia lor, influenţa unor importante linii de falii.

1. FUNDAMENTUL ŞI CUVERTURA PALEO-MEZOZOICĂ — ETAPELE DE EVOLUŢIE

Din analiza sumară a cadrului morfostructural la zi rezultă destul de bine că fundamentul Cîmpiei Române nu este lipsit de legături cu unităţile încon-

jurătoare. În vest se află unitatea carpatică cristalino-mezozoică a podișurilor Mehedinți și Miroci (R. S. F. Iugoslavia), care se afundă treptat în lungul liniei de dislocație marginală, sub depozitele neogene (3 A 1), iar în est, podișurile Casimcei — Babadagului și Munții Măcinului, unități separate de Cîmpia Română tot printr-o linie longitudinală de dislocație orientată însă invers, de la sud — nord (fig. 3 A VI, B 4).

Dinspre sud înaintează, sub Cîmpia Română, fundamentul moesic, care cade în trepte din ce în ce mai adînci spre geosinclinalul carpatic, sub care se afundă și care este reprezentat prin partea cea mai nouă a acestuia, avantfosa carpatică, cutată și ea.

Din cele expuse rezultă clar eterogenitatea fundamentului Cîmpiei Române, constituit în cea mai mare parte de platforma moesică (epihercinică) cu sectoarele ei foarte vechi (arhaic-carelian, baicalian, de șisturi verzi și hercinic-dobrogean), separate printr-un sistem de falii radiare (fig. 3 A,). Numai pe latura nordică și vestică, acest fundament se înscrie pe orogenul carpatic, mai nou. Acest fundament complex prezintă o serie de largi ondulări în lungul Dunării, puse în evidență geofizic pe cale gravimetrică, ca și de o serie de linii seismice transversale (fig. 3 B 6).

Etapele de evoluție ale Cîmpiei Române sînt destul de multe și complexe[1]. Ele încep cu *timpurile preordoviciene* cînd pe fondul unor geosinclinale s-au acumulat diverse sedimente și s-au produs importante procese de metamorfism, generate de orogenezele baikaliană și careliană, care au fost însoțite de o serie de corpuri magmatice. Fundamentul acesta, constituit în cea mai mare parte din șisturi cristaline (mezo- și epimetamorfice), străpunse de masive intrusive, care se află la adîncimi de 2500 — 3500 m, este completat pe latura de NE a Cîmpiei Române prin șisturile verzi din Dobrogea tot de vîrstă precambriană, dar scufundate aici (fig. 3, A, B, fig. 4).

Fundamentul cristalin a fost peneplenizat (erodat) destul de intens în mai multe faze și el prezintă *primul etaj de relief fosil*, ușor ondulat, datorită atît eroziunii îndelungate, cît și sistemului de grabene și horsturi, generat de mișcările disjunctive peste care stau depozitele mai noi, paleozoice (fig. 4).

Etapa paleozoică constă din acoperirea fundamentului cristalin peneplenizat și deformat tectonic cu sedimente variate ca faciesuri, detritice și pelitice acumulate în fazele cambriană (?), ordoviciană, siluriană, devoniană, carboniferă și încheiată cu ciclul carbonatat-evaporitic și calcaros, după care a urmat faza tectonică de ridicare asturică și de peneplenizare paleozoică, prepermiană, situată la un nivel (etaj) superior, în raport cu cel precedent.

Etapa permian-triasic s-a desfășurat prin mai multe faze de sedimentare, ultima fiind *seria roșie* și s-a încheiat cu a treia fază de peneplenizare mai scurtă și care se află la un etaj superior (fig. 4 A).

Etapa jurasic-cretacic și postcretacic (eocen) corespunde unui timp mai îndelungat de sedimentare marină, începînd din dogger sau din toarcian în care au predominat diferite serii detritice și apoi calcare cu care s-a încheiat sedimentarea senoniană, după care în urma mișcărilor laramice întreaga platformă moesică a fost exondată și supusă peneplenizării în tot timpul paleogenului, (dar cu mici excepții în eocen) și pînă în miocen (tortonian-sarmațian) pentru cea mai mare parte a platformei amintite. Această suprafață de eroziune, numită de D. Paraschiv (1966) *peneplena moesică* și de noi *peneplena valahă* (P. Coteț, 1967 e) constituie un important punct de reper în evoluția

[1] Vezi D. Paraschiv (1975).

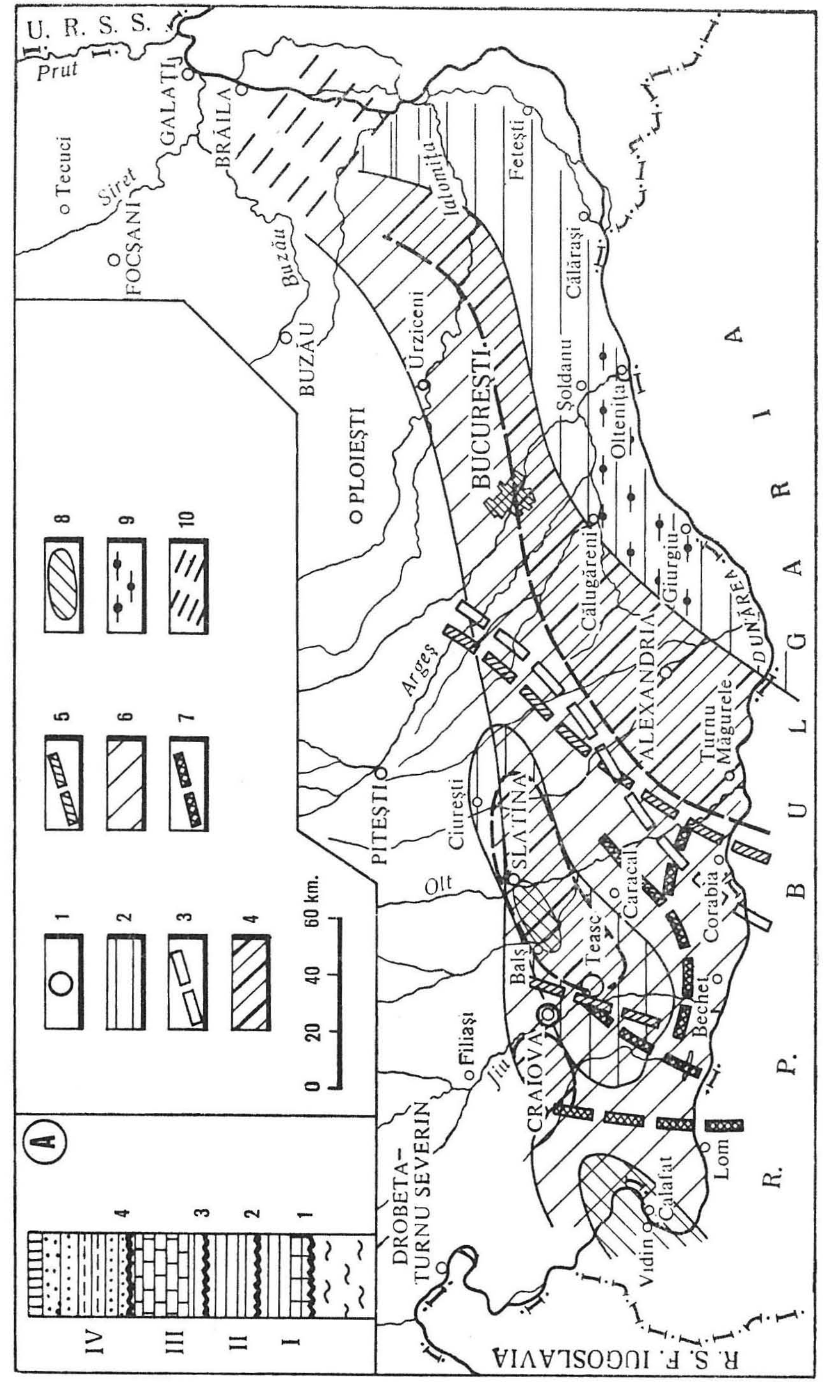


Fig. 4 — Aspecte din relieful fosil al Cîmpiei Române (interpretate de autor după schițele lui N. Grigoraș):

1 — sectoare unde apare relieful pe șisturi cristaline; *2* — relief pozitiv la nivelul seriei roșii liasice; *3* — idem, negativ; *4* — relief pozitiv pe formațiuni jurasice; *5* — idem, negativ cu diferite ramificații; *6* — relief pozitiv pe formațiuni cretacice (mai rar eocene) — peneplena valahă; *7* — idem, negativ, cu diferite ramificații; *8* — culminații maxime ale paleoreliefurilor indicate; *9* — relief carstic fosil cu extindere mare; *10* — relief fosil pe șisturi verzi. *A* — scara morfostratigrafică: *1, 2, 3, 4* — etajele la care se găsesc reliefurile fosile amintite; *I, II, III, IV* — ciclurile de sedimentare ale cuverturii paleozoice, mezozoice și neogene.

paleogeografică a Cîmpiei Române, separînd ciclul paleotectonic de cel neotectonic.

În ansamblu, cele patru mari faze de peneplenizare se înscriu în scara morfostructurală a acestei unităţi prin cele patru etaje sculpturale, situate în mod normal la adîncimi diferite (fig. 4 A), dar nu separat în toate cazurile, ci şi prin suprapunere, în unele părţi.

Întinderea peneplenei valahe, care se afundă treptat în faţa Carpaţilor se poate urmări în figura 3 B, iar alte reliefuri mai vechi au fost redate în figura 4.

B. CADRUL STRUCTURAL NEOTECTONIC

Începînd cu neogenul, evoluţia Depresiunii Valahe a intrat într-o nouă etapă, datorită mişcărilor neotectonice, cînd în lungul acestei unităţi s-a format un mare sinclinal, orientat din SV, de la Calafat, spre NE, la cotul Subcarpaţilor şi valea Siretului, unde se afundă la adîncimi foarte mari (fig. 5). Pe fondul acestui mare sinclinal schiţat prima dată în Oltenia de I. I o n e s c u - A r g e t o a i a (1918), cu caracter subsident, s-au acumulat depozitele tortoniene, sarmaţiene, pliocene şi cuaternare destul de complexe, expuse mai departe.

1. SINCLINALUL NEOGEN ŞI CUVERTURA MIO-PLIOCENĂ A CÎMPIEI ROMÂNE

Formarea sinclinalului neogen, situat în zona de contact dintre platforma moesică (epihercinică) şi orogenul carpatic, a reprezentat un element tectonic foarte important în evoluţia Cîmpiei Române, care a influenţat conturul general al mărilor şi lacurilor de forma unui întins golf, prins între Carpaţi, Balcani — Podişul Prebalcanic, Dobrogea de Mijloc şi de Nord. Conturul lacului levantin[1] se suprapune în general cu cel al Cîmpiei Române, depăşind însă limitele ei în partea de SV spre Depresiunea Lomului şi în NV, unde acoperea şi Piemontul Getic (fig. 5).

În fazele anterioare (tortonian superior, sarmaţian inferior şi mediu, în meoţian), apoi mai puţin în ponţianul superior şi în dacian, uscatul se întindea pe porţiuni diferite, mai ales pe latura dunăreană a Cîmpiei Române (fig. 5). Toate acestea arată rolul mişcărilor oscilatorii, care schimbau destul de des raporturile dintre mediul continental şi cel marin-lacustru, indicînd în acelaşi timp acţiunea de abraziune care se efectua pe suprafaţa peneplenei valahe. Această acţiune este evidentă mai ales în sectorul dintre gura Oltului şi nord Feteşti, unde pe baza Luncii Dunării apare la mică adîncime placa de calcare a Podişului Prebalcanic şi a Dobrogei de sud, retezată de eroziunea fluviatilă (P. C o t e ţ, 1966 a).

La paralela Capitalei această placă se afundă la peste 100 m adîncime. Înclinarea stratelor pliocene, spre interiorul sinclinalului, de forma unui cap de albie este evidentă la Calafat, unde ponţianul înclină spre est, iar la Zavalu, dacianul înclină spre nord. Levantinul înclină peste tot în aceeaşi direcţie nordică, mai ales între gura Oltului şi gura Argeşului.

Axul sinclinalului amintit cu direcţie SV—NE este pus în evidenţă de grosimea mare a depozitelor neogene, care în zona de curbură ating circa 8 000 m.

---

[1] Utilizăm nomenclatura veche, deoarece sînt încă discuţii asupra celei noi.

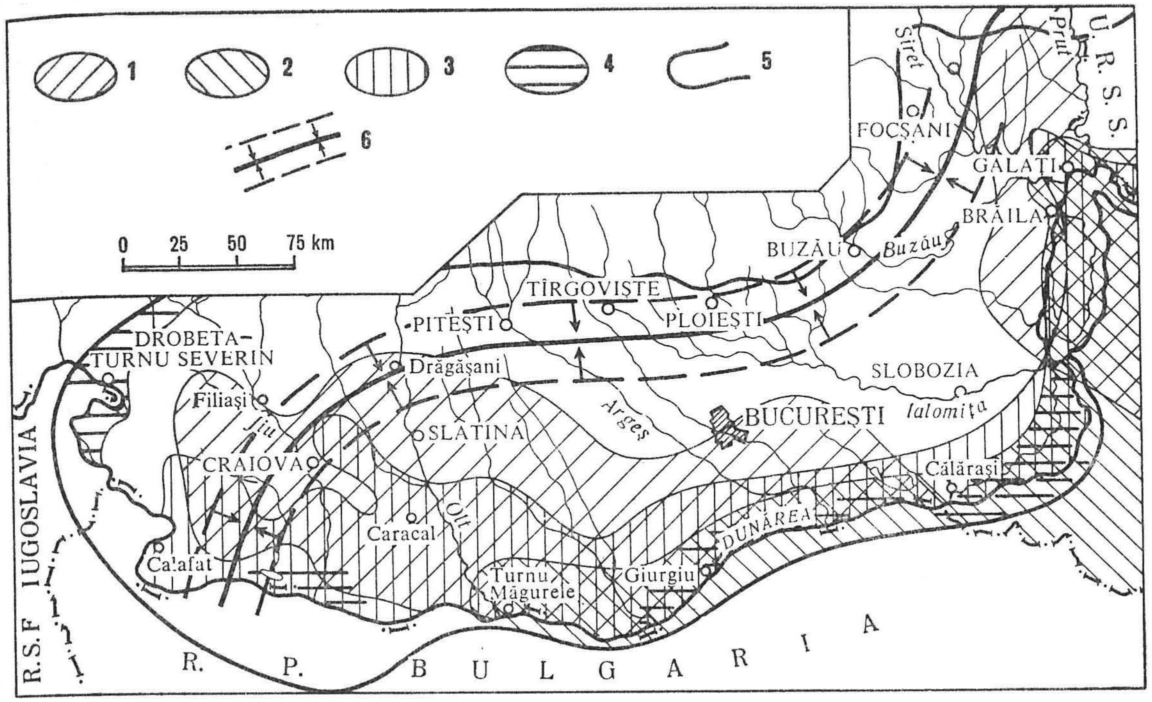


Fig. 5 — Situaţia paleogeografică în etapa neotectonică: *1* — uscat în tortonianul superior; *2* — idem, în sarmaţianul mediu şi superior; *3* — idem, în meoţian; *4* — idem, în ponţian superior-dacian; *5* — limitele lacului levantin; *6* — axul marelui sinclinal neogen.

La contactul cîmpiei piemontane cu Subcarpaţii cutele şi faliile acestora sînt camuflate de depozitele cuaternare.

Din punct de vedere litologic, depozitele sarmaţiene şi pliocene sînt foarte variate, predominante sînt cele detritice, de umplutură a depresiunii (nisipuri, pietrişuri, argile nisipoase, marne nisipoase, argile, marne), cu stratificaţie torenţială, lenticulară şi orizontală, care reflectă mediul de transport şi de sedimentare. Nu lipsesc calcarele litorale, lacustre, precum şi diferite intercalaţii de lignit, mai ales în levantin.

Sarmaţianul prezintă pe mari porţiuni o stratificaţie ritmică, cu alternanţe dese de nisipuri şi argile, *dacianul* este foarte nisipos, iar *levantinul* se caracterizează prin prezenţa stratificaţiilor deltaice, torenţiale, orizontale şi lentiliforme, care s-au continuat şi în cuaternar, ele reflectînd, aşa cum s-a subliniat mai sus, raportul dintre cadrul înconjurător, agentul de transport şi mediul de sedimentare. Întinderea acestora se poate vedea în fig. 5.

Ca încheiere la acest capitol, amintim pe scurt, caracteristicile morfotectonice actuale ale Cîmpiei Române, care s-a dezvoltat în cuaternar pe fondul subsidenţei pliocene, dar şi cu unele inversări ale sensului mişcărilor negative prin mişcări epirogenice (pozitive), care au ridicat suprafaţa acesteia la altitudinea pe care o are în prezent.

Privită sub raport morfotectonic, Cîmpia Română se împarte în trei sectoare — *unul central*, situat între Jiu şi Argeş şi *două marginale*, la vest şi est de cel precedent (fig. 6).

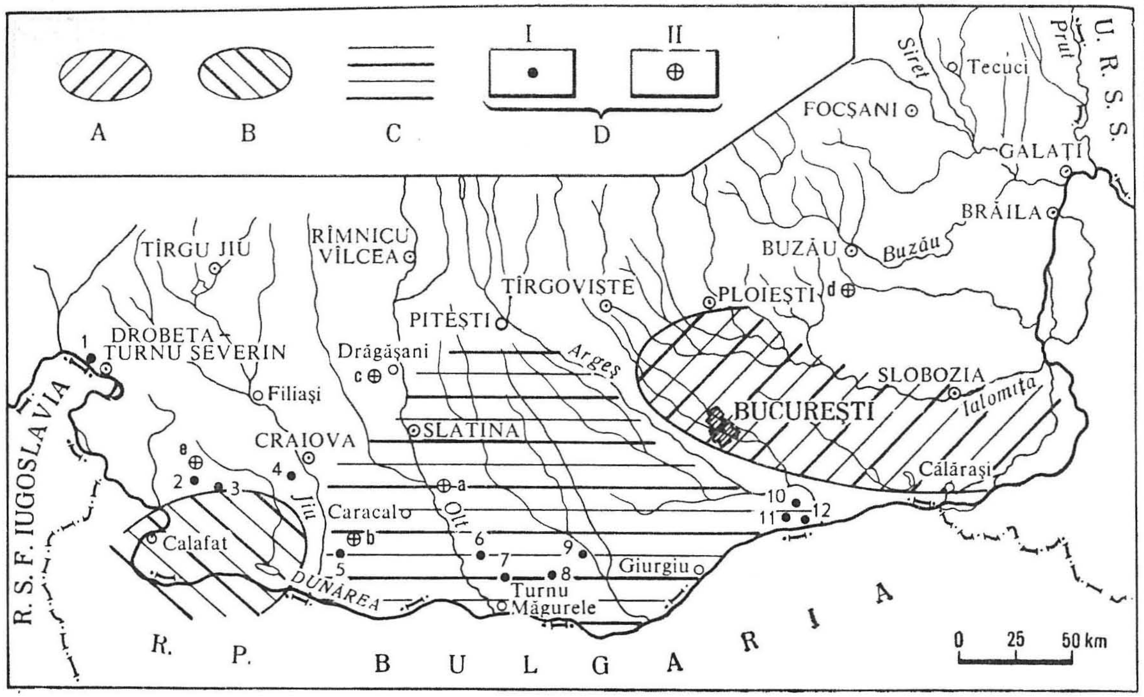


Fig. 6 — Marile unităţi neotectonice cuaternare ale Cîmpiei Române.

(*A* — estică; *B* — vestică; *C* — centrală); *DI* — localizarea carierelor din care s-au luat probe pentru analize petrografice: *1* — Schela Cladovei; *2* — Pleniţa; *3* — Vîrtopu; *4* — Bucovăţ; *5* — Toceni; *6* — Uda Paciurea; *7* — Şegarcea din Deal; *8* — Piatra; *9* — Alexandria; *10* — Radovanu: *11* — Căscioarele; *12* — Chirnogi; D II — profile în care apar tufuri vulcanice: *a* — Drăgăneşti-Olt; *b* — Toceni-Dobreşti; *c* — Valea Silea; *d* — versantul Buzău-Călmăţui

În *sectorul central* procesul de inversare neotectonică este foarte clar, atît ca urmare a continuării mişcării de subsidenţă neogenă numai în zona de divagare şi în marile ostroave ale Dunării, cît şi datorită marii boltiri nord-bulgare care se resimte mai ales în Burnaz. Se adaugă de asemenea boltirea din sectorul Slătioara — Piteşti şi marele con-deltă, format de Argeş cu văi adîncite, înguste şi cu numeroase meandre încătuşate etc. şi apoi boltirea de la nord de Calafat.

Sectorul vestic este dominat de slaba mişcare de subsidenţă din Depresiunea Lomului de pe teritoriul R. P. Bulgaria, către care a alunecat Dunărea pe propriul său con-deltă, dar unde şi falia marginală Schela Kladovei-Brza Palanka (R. S. F. Iugoslavia) a jucat un rol destul de important. Dezvoltarea mare a teraselor Dunării în zona Calafat-Şegarcea, ca şi abaterea Desnăţuiului şi Jiului spre sud-vest, reflectă aceeaşi influenţă neotectonică, inversă celei din sectorul precedent (fig. 6).

Sectorul estic corespunde părţii situate la răsărit de Argeş, deasupra căreia pintenul estic al Burnazului rămîne suspendat şi către care se abat toate rîurile mari: Dîmboviţa, Ialomiţa, Buzăul, Siretul, inclusiv Argeşul.

Aici, mişcarea de subsidenţă a continuat din levantin în pleistocen şi holocen, dar numai în axul sinclinalului, ea deplasîndu-se treptat din sud spre nord, la contactul tectonic dintre Cîmpia Română şi Subcarpaţi, în lungul faliei marginale subcarpatice.

Aşa se explică lipsa teraselor fluviatile în zona de divagare, ca şi aplecarea treptată a Bărăganului din sud spre nord prin cele trei compartimente diferite ale lui (Bărăganul de sud, Bărăganul de mijloc şi Bărăganul de nord).

Pe latura de est a Bărăganului trebuie să accentuăm asupra rolului ce revine faliei marginale a Dobrogei în generarea unei adevărate zone de subsidenţă dunărene şi în afundarea generală a teraselor Dunării sub aluviunile holocene.

În unghiul de întîlnire a mişcării de subsidenţă subcolinară şi a faliei dobrogene, se află *„polul neotectonic"* al Cîmpiei Române, marcat de cursul Siretului inferior, situat în zona de convergenţă a faliilor dobrogene.

Tot aici se află şi *Poarta de la Galaţi*, situată între Pintenul Bugeacului şi Podişul Moldovei, unde se termină Cîmpia Română.

În concluzie, cadrul morfotectonic actual al Cîmpiei Române este rezultatul mişcărilor cuaternare oscilatorii de natură epirogenică şi al subsidenţei. Acestea au în prezent un caracter activ, exprimat prin mişcările seculare şi prin cutremure (vezi fig. 3) care, în ansamblu, se manifestă pe fondul mai vechi neotectonic, ele reprezentînd continuarea directă a acestora.

Sistemul de falii în cadrilaj, destul de evident în Cîmpia Olteniei (ca de altfel în întreaga Cîmpie Română) la nivelul depozitelor neogene, a avut o influenţă destul de mare asupra teraselor, mai ales la vest şi nord-vest de Drincea.

Capitolul III

ETAPA CUATERNARĂ ŞI COORDONATELE MAJORE ALE EVOLUŢIEI PALEOGEOGRAFICE — IMPORTANŢA DEPOZITELOR CUATERNARE

Deşi mult mai scurt decît perioadele precedente, cuaternarul reprezintă o etapă mult mai complexă şi în acelaşi timp mai importantă pentru întreg complexul de condiţii naturale, la care se adaugă şi multipla activitate a vieţii sociale şi economice.

Cuaternarul este etapa în care a apărut şi trăieşte omul şi care-i aparţine pe măsura înaintării lui pe scara istoriei, începînd din paleolitic pînă în neolitic şi actual.

Înainte de a trece la expunerea problemelor legate de etapa cuaternară, socotim că este necesar să facem o legătură mai strînsă cu depozitele pliocenului superior, care se găsesc la zi în lungul văilor mari, sau la adîncimi mici în diferite foraje, mai ales în Cîmpia Olteniei.

Profilul cel mai caracteristic pentru valea Dunării este cel dintre Greaca şi Căscioarele (în dreptul fostei pescării Greaca), unde apare în bază levantinul cu cele două subdiviziuni ale lui, peste care stau discordant Pietrişurile de Frăteşti, urmate de nisipuri fine şi marne de Uzunu, considerate de noi că aparţin pleistocenului inferior (fig. 7).

Levantinul apare la baza pleistocenului pe toată rama sudică a Burnazului spre Pietrile, Băneasa, Daia, Frăteşti pînă la Vieru şi la Stăneşti—Onceşti mai la interior.

În valea Oltului acesta apare sub fruntea teraselor Slatina şi Coteana pînă la Drăgăneşti-Olt şi apoi spre sud sub fruntea cîmpului înalt al Burnazului la Beciu, Uda Paciurea etc., unde a fost descris de I. Ionescu-Argetoaia (1918), P. Coteţ (1957) şi alţii. În valea Olteţului — sectorul Balş, levantinul este de asemenea prezent.

În valea Jiului, levantinul este prezent la baza versantului abrupt de pe partea dreaptă la Bucovăţ, Podari—Livezi etc., iar mai la sud, E. Liteanu (1955) a descris şi depozite daciene, la localitatea Zăvalu. Acestea apar pe o suprafaţă mai mare în foraje de mică adîncime sub patul luncii Dunării (N. Macarovici ş.a., 1963).

Levantinul nu lipseşte nici din valea Desnăţuiului în sectorul Radovan, iar ponţianul apare sub versantul abrupt al Dunării, în dreptul localităţilor Gîrla Mare, Izvoarele, Crivina, Batoţi, apoi în versantul stîng al Topolniţei, la vărsare.

În foraje de mică adîncime, levantinul a fost stabilit de E. Liteanu-T. Bandrabur (1960) în mai multe localităţi, din care cităm cîteva:

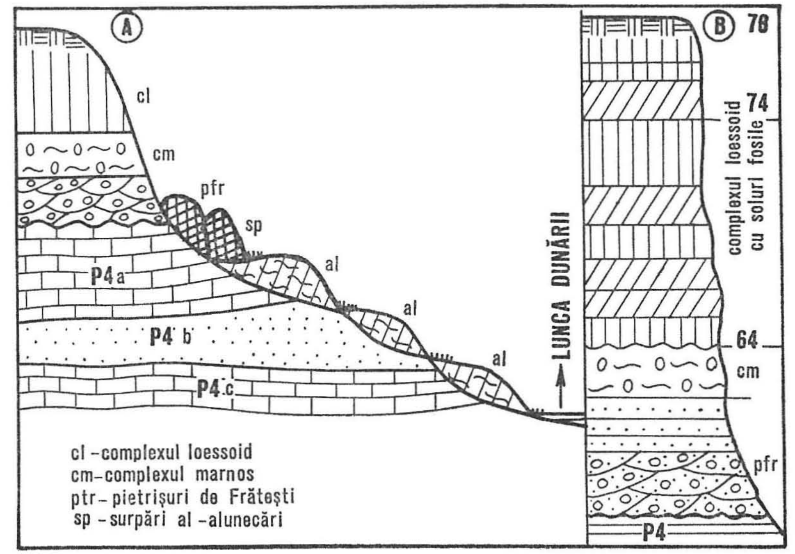


Fig. 7 — Profile geologice pe latura de sud a Burnazului:
A — după *E.* Liteanu (P 4a, P 4b, P 4c) levantin superior, mediu şi superior)
B — după autor (în complexul loessic apar mai multe intercalaţii de soluri fosile;

Fleva (—13 m), Mînăstirea (—15 m), Curcani (—17 m), Şoldanu (—12 m), Suhaia (+6 m), Viişoara (—14,20 m), unde şi grosimile sînt destul de mici. E. Prisnea (1962) a semnalat prezenţa levantinului în profilul de Ologi (sud Furculeşti), iar noi (împreună cu N. Macarovici şi D. Băluţă)[1] l-am identificat imediat sub aluviunile rîului Vedea în două foraje, unde apare o faună bogată (tabelul 1) şi el este în concordanţă cu apariţia la zi a levantinului din zona de confluenţă a Vedei cu Cotmeana de pe harta geologică, scara 1 : 1 000 000. De asemenea, semnalăm şi prezenţa dacianului pe latura dunăreană într-unul din forajele situate la vest de Iezer (vezi tabelul 1), unde n-a fost cunoscut pînă acum.

A. SCHEMA STRATIGRAFICĂ

Aşa cum s-a arătat mai sus, cuaternarul este o etapă foarte complexă, atît sub raport tectonic, cît mai ales stratigrafic, climatic şi pedobiogeografic.

În această etapă au fost conturate condiţiile principale ale vieţii omului, ale societăţii omeneşti şi însăşi existenţa acestuia.

Trecerea de la etapa precedentă pliocenă a reprezentat un salt important pe scara evoluţiei biologice a Terrei, determinat de marile schimbări paleoclimatice condiţionate de apariţia celei mai importante glaciaţii terestre — *glaciaţia cuaternară* — a cărei influenţă majoră s-a proiectat pe mari suprafeţe spre sud în zonele mai calde.

---

[1] Lucrarea în manuscris: *Observaţii geologice în sectorul Roşiori de Vede* (1970).

Tabelul 1

Fauna pliocenă de la Roșiori de Vede și Iezeru

(Determinată de N. M a c a r o v i c i)

Poziția	Nr. forajului	Orizontul	Adîncimea	Fauna
Valea Vedei	2	Pietriș, nisip cenușiu	9,00—12,50	*Vivipara* cf. *mammata* Sabba, *Bulimus* (*Tylopoma*) *melanopsis* Brusina, *Bythinia vucotinovici* Brusina, *Emericia rumana* Tournouer, *Melanopsis* sp., *Valvata piscinalis* Müll. *Lithoglyphus* cfr. *neumayri* Brusina, var. michaeli Cobălcescu
	3	Pietriș eterogen cu nisip mediu grosier și fin gălbui	11,00—12,00	*Viviparus mammatus* Ștefănescu, *Tylopoma gradata* Sabba, *Bythinia vucotinovici* Brusina, *Valvata piscinalis* P.F. Müller, *Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina.
	4	Nisip fin și mediu cu puțin pietriș	9,80—12,30	*Lithoglyphus rumanus* Sabba, *Neritine* (*Neritodonta*) *licherdopoli* Sabba, *Melanopsis* sp. remaniat, *Hydrobia grandis* Lob., *Melanopsis* (*Calodiona*) cfr. *bergironi* Sabba *M. alutensis* Ștefănescu, *M. esperoides* Sabba; *Bulimus spoliatus* Ștefănescu, *Tylopoma brusinae* Sabba, *Bythinia spoliata* Sabba, *B. vucotinovici Brusina.*
Iezeru	1	Marnă argiloasă (dacian)	46—48	*Didacna* sp. (ex. gr.) *D. subcarinata* Desh. *Prosodacna* (ex. gr. *Pr. orientalis* Stef.)
	2	Argilă galbenă (levantin)	21—24	Fragmente de *Viviparus* sp., *Lithogliphus* sp., care ar indica prezența levantinului.

Glaciația a introdus în viața Terrei un nou ritm de dezvoltare atît în lumea animală și vegetală, cît și în dinamica scoarței terestre prin mișcări tectonice și eustatice ce s-au produs pe mari întinderi. Această trecere de la condițiile calde subtropicale la cele reci, glaciare și periglaciare nu s-a făcut brusc, ci treptat, în raport cu poziția regiunii studiate.

Sub acest raport, teritoriul țării noastre s-a aflat la începutul cuaternarului sub influența mai slabă a climei reci, periglaciare, păstrînd în viața animală și vegetală importante resturi ale climatului subtropical, dominante la sfîrșitul pliocenului. Influența climatului rece, glaciar s-a accentuat la sfîrșitul pleistocenului, o dată cu instalarea glaciației montane carpatice sub formă de ghețari de vale, sau de mici calote de platou situate la înălțimi ce depășeau în general 1 600—1 800 m.

Tabelul 2

Schema cu subdiviziunile pleistocenului

Subdiviziuni				Depozite caracteristice			Fauna de mamifere conducătoare		Urme periglaciare
Pleistocen	Pleistocen superior	Würm R—W		Depozite fluvio-lacustre, Depozite de terase (Dunăre, Olt etc.)	Depozite loessice	Depozite de Chiscani	Mamontheus primigenius	Faună criofilă	Diverse criostructuri, loess polietajat
	Pleistocen superior	Würm R—W				Depozite de Mostiștea-Jegălia-Babele	Mammuthus trogontherii	Faună termofilă	
	Pleistocen mediu	Riss M-R. Mindel, G—M				Depozite de Brăila (Tiraspol)	Paracamelus alutensis		
	Pleistocen inferior	Günz Donau	Villafranchian	Depozite de Frătești, Depozite de Cîndești II	Depozite de Uzunu		Archidiskodon meridionalis		

Poziția periglaciară a teritoriului țării noastre, cu nuanțe diferite, mai slabe sau mai accentuate, s-a conturat încă de la apariția acestui mare eveniment planetar. Ca dovadă în acest sens este *prezența loessului* și *ritmicitatea lui*, care reflectă schimbări paleoclimatice destul de evidente, mai ales în sudul și estul țării, în Cîmpia Română și Dobrogea.

Stabilirea schemei stratigrafice a cuaternarului impune, în primul rînd, la trasarea limitei levantin-pleistocen, problemă destul de dificilă în raport cu rezultatele de pînă acum.

Din acest punct de vedere, socotim că argumentarea lui N. M a c a r o v i c i (1922), care a cernut prin sita rigurozității științifice bogatul material fosil pe care paleontologia ni-l oferă prin fauna de mamifere este mai clar decît cel expus de E. L i t e a n u (1960). Sub acest raport, inventarierea și descrierea faunei de mamifere fosile realizată de L. A p o s t o l (1968) oferă celorlalți specialiști un bogat material ce reprezintă una din fațetele necesare lămuririi multor probleme de ordin paleoclimatic și paleobiologic. Completarea argumentelor de acest gen cu altele de ordin paleoecologic-pedologic-hidrografic și geomorfologic ne-au ajutat la stabilirea diferitelor imagini paleogeografice ale istoriei Cîmpiei Române, istorie care a început să se contureze mai bine începînd din neogen și în special din pliocen, cînd Depresiunea Valahă a fost umplută treptat cu *depozite detritice* cu grosimi destul de mari.

Tabelul 3

Schema geocronologică a Holocenului şi Tardiglaciarului în interpretarea autorului (1973)

Diviziuni majore		Sistemul generalizat pe zone vegetale-polen		Faze după Firbas	Faze după Deverbec	Cronologia abs.	Date de la noi: Vegetaţia (după E. P o p s.a.)	Date de la noi: Faze ale Mării Negre
Holocen-postglaciar	Holocen tîrziu	Subatlantic		X	XII	+1000	Faza fagului	
			Optimul climatic	IX	XI	0		
	Holocen mijlociu	Subboreal Atlantic		VIII	X	−1000	Faza molid-carpen	Diferite oscilaţii mici în raport cu 0m actual
				VII	IX	−3000		
				VI	VIII	−5000	Faza molid cu alun şi stejar	
	Holocen vechi	Boreal Preboreal		V	VII	−7000		
					VI		Faza de trecere Pinus-Picea	
				IV	V	−8000		
Glaciarul tîrziu		Dryas recent		III	IV			
		Alleröd		II	III	−9000		Nivelul apei la −5 m
Tardiglaciar		Dryas mijlociu		Ic	IIb		Faza pinului	
Würm		Bölling		Ib	IIa	−11.000		
		Dryas vechi		Ia	Ia	−13.000		

Această umplutură detritică s-a completat cu depozitele fluvio-lacustre de Cîndeşti — respectiv Frăteşti, umplutură care, după noi, a fost generată de acţiunea viguroasă a reţelei hidrografice carpatice în urma importantelor mişcări de ridicare din Carpaţi, concomitente cu cele de subsidenţă din fosa pericarpatică.

Depozitele de Cîndeşti reprezintă deci formaţiunea generată de toate celelalte rîuri carpatice care n-au atins Dunărea decît probabil în sectorul Brăila—Galaţi iar depozitele de Frăteşti, sînt legate genetic de acţiunea predominantă a Dunării, care a depus pietrişuri şi bolovănişuri la zi, erodate din defileul Porţilor de Fier şi transportate pînă în Burnaz, aşa cum se vede în tabelul 4[1] la care s-au adăugat în proporţie mai redusă cele din Podişul Prebalcanic (Moesic).

În legătură cu depozitele de Cîndeşti, reţinem precizarea lui N. M a c a r o v i c i (1972) că ele reprezintă un glacis format deja la începutul pliocenului superior şi care a continuat şi în pleistocenul inferior. Aceste depozite din urmă se găsesc după autorul citat la periferia stratelor de Cîndeşti şi ele fac trecerea la stratele de Frăteşti cu forme primitive de *Archidiskodon* şi cu *Archidiskodon meridionalis* Nesti. Sub raport geomorfologic, cu acest punct de vedere corespunde şi formarea defileului de la Porţile de Fier şi deci cu formarea Dunării ca arteră principală a Cîmpiei Române (P. C o t e ţ, 1954).

Pe baza datelor geologice, geomorfologice paleohidro-geografice şi climatice, dăm, în tabelele 2 şi 3, *schema stratigrafică a cuaternarului din Cîmpia Română*, reţinînd pentru pleistocenul inferior noţiunea de *Villafranchian*, care după cei mai mulţi autori cuprinde întreg intervalul începînd cu faza glaciară Donau şi pînă în faza interglaciară Günz-Mindel, interval caracterizat prin fauna

[1] Vezi localizarea profilelor din care s-au făcut analize mineralogice în fig. 6.

Tabelul 4

Analize petrografice în diferite depozite dintre Schela Cladovei şi Radovanu-Ilfov [1]

Nr. crt.	Profilul analizat	Localitatea profilul	Elemente petrografice din defileu	Tipul genetic de depozite în care se află
1	Schela Cladovei	La ieşirea din defileu	Amfibolit de Iuţi, piroclastic, andezitic de Sicheviţa, cuarţit de Sicheviţa, granit gnasic de Ogradena, şisturi cloritoase cuarţitice, filitoase	Fluvio-lacustre ponţiene
2	Pleniţa	Dealul Strîmb	Dacite de Islaz, dacit (banatit), tuf permian violaceu, piroclastit permian, violaceu, andezit roşu banatite, strate de Sinaia, gnais granitizat	Fluvio-lacustru villafranchian
3	Bucovăţ	Cîmpia înaltă piemontană Bucovăţ	Şist amfibolic de Iuţi, tuf roşu permian, piroclastit brecios de Sicheviţa, andezit, dacit de Islaz, silex, cristalin cu amfiboli	Idem
4	Vîrtopu-Caraula	Cîmpia înaltă Pleniţa	Andezit permian-roşu, brecie permiană, piroclastit permian.	Idem
5	Toceni-Dobreşti	Pe cîmpul Leu-Rotunda	Blocuri mari de serpentinite de Tisoviţa	Idem
6	Uda Paciurea	Versant stîng al văii Oltului	Amfibolit de Iuţi, piroclastite, andezite porfirice roşii, silex, strate de Sinaia	Idem
7	Şegarcea din Deal	În fruntea cîmpului Burnaz-deasupra com. Liţa	Andezit permian, cuarţite din cristalin, grano-gnais, silexuri	Idem
8	Alexandria	Versantul stîng al văii Vedea	Andezit, tuf andezitic de Sicheviţa, granit roşu de Ogradena, calcar roşu, silicifiat, silex, gresii de Sinaia	Idem
9	Piatra	Pe valea Călmăţuiului	Porfir permian, banatite, piroclastite permiene violacee, gresii de Sinaia, gnaise, silexuri	Idem
10	Radovanu-Ilfov	Partea de E pe şos. spre Căscioarele	Cuarţite, jaspuri roşii, calcare negre, gnaise grano-gnaise, andezit roşu, silexuri	Idem
11	Căscioarele	Cariera din S la contactul cu Lunca Dunării	Gnais, piroclastite permiene, tuf andezitic, andezit de Sicheviţa, şisturi verzi	Idem
12	Căscioarele	În curtea lui V. Ungureanu	Andezit cuarţifer, gresii de Sinaia, calcare silicifiate, clacar roşu, cuarţite	Idem
13	Chirnogi		Şisturi verzi, cuarţite, calcare roşii-roz, calcar silicifiat, jaspuri, piroclastit permian roşu, gresii de Sinaia, grano-gnais, porfir cuarţifer, andezit violaceu	Idem

[1] Determinări efectuate de prof. d r. I. P o p e s c u căruia îi mulţumim pe această cale.

Tabelul 5
Clasificarea depozitelor cuaternare

Nr. crt.	Categorii genetice	Tipuri genetice		Litologia	Răspîndirea
1	Naturale	Reziduale	Soluri actuale Soluri fosile		Pe întreaga cîmpie
2	Naturale — Eoliene	Depozite de dune	Actuale Fosile	Nisipuri mobile sau slab cimentate; nisipuri mobile sau slab cimentate	În lunci, pe terase și interfluvii
3	Naturale — Eoliene	Depozite loessice Loessuri și luturi loessoide	Eoliene Deluviale Proluviale	Prafuri, nisipuri fine prafuri, nisipoase, argiloase, nisipuri argiloase, pietrişuri mici	Pe terase, interfluvii, cîmpii piemontane
4	Naturale	Depozite fluviatile	De albie; De luncă (actuale, vechi)	Pietrişuri, bolovănişuri, nisipuri nisip, nisip argilos, argilă nisipoasă	În văile rîurilor, pe terase și lunci
4	Naturale	Depozite piemontane	Aluvio-proluviale, de conuri de dejecție și delte emerse	Nisipuri, pietrişuri, bolovănişuri, argile, argile nisipoase (mîluri).	La poala dealurilor și trecerea spre cîmpia de loess
5	Naturale	Depozite fluvio-lacustre	Actuale vechi	Nisipuri, pietrişuri, bolovănişuri, argile, marne etc.	La poala dealurilor în cea mai mare parte a cîmpiei
6	Naturale	Depozite lacustre	Actuale vechi	Nisipuri, argile, marne etc.	Sub loess pe interfluvii în Vlăsia, Mostiştea și Bărăgan
7	Naturale	Depozite lacustro-mlăştinoase	Actuale vechi	Argile, mîluri, nisipuri, turbă	În cuvetele lacurilor
8	Naturale	Depozite vulcano-sedimentare	Vechi	Tufuri vulcanice-cinerite	În lunci și în cuvete, lacuri de stepă Cîmpia Olteniei, Bărăgan
9		Antropice	Actuale Vechi-istorice Arheologice	Loess, nisip, argilă, pietrişuri etc. amestecate în diferite proporții	Peste tot în lunci, pe terase și cîmpuri după specificul lucrărilor antropice

de *Archidiskodon meridionalis* și *Rhinoceros etruscus*, așa cum precizează și M. C h a r d o n (1974), folosind schema lui S. V e n z o (1961).

În amănunt, fazele glaciare ale Villafranchianului se împart în mai multe stadii (I, II) în raport cu schimbările paleoclimatice locale, regionale, împărțire care la noi nu s-a realizat pînă în prezent, decît pentru pleistocenul superior — faza Würm (W_1, W_2 și W_3), așa cum se vede în tabelele 3 și 10[1].

În afară de apariția elefantidelor, alte coordonate principale ale cuaternarului au fost: *prezența lacului pleistocen, loessificarea și dunificarea, formarea teraselor fluviatile, continuarea și restrîngerea subsidenței* și *inversarea ei prin mișcări epirogenice largi, instalarea glaciației carpatice cu influențe periglaciare destul de accentuate în unele regiuni din Cîmpia Română.*

Toate aceste evenimente principale, legate de *tectonică* și *climă*, se reflectă în depozitele cuaternare a căror importanță este deosebit de mare, atît sub raport științific, cît și din punct de vedere aplicativ, mai ales în agricultură ca bază a diferitelor culturi, în hidrogeologie pentru conținutul în ape subterane, în geotehnică ca cea mai importantă resursă naturală, ca fundament pentru diferite clădiri sau ca materiale de construcții, în pedologie ca roci mamă pentru formarea solurilor (tabelul 5).

B. DEPOZITELE CUATERNARE — CATEGORII ȘI TIPURI GENETICE

Din analiza tabelului 5 se poate vedea varietatea depozitelor cuaternare, deși la prima vedere, ținînd seama că loessul acoperă totul ca o manta aproape continuă, sîntem tentați să privim lucrurile mai simplu. Expunerea acestora se face pe categorii sau complexe mari, analizate mai ales sub raport genetic și în strînsă legătură cu relieful și evoluția lui și cu lacul pleistocen, expus mai departe.

Înainte de a trece la caracterizarea de ansamblu a acestor depozite este necesară clasificarea generală a lor din punct de vedere granulometric, așa cum se cunoaște și se utilizează în mod curent la laboratoarele de specialitate (tabelul 6).

Tabelul 6
Clasificarea fracțiilor granulometrice (După Atterberg)

Roca—depozitul	Fracții granulometrice	Categorii
Bolovani Pietre Pietriş	200 mm 20—200 mm 2—20 mm	Psefite
Nisip grosier Nisip fin	0,2—2 mm 0,02—0,2 mm	Psamite
Pulberi Argilă	0,02—0,002 mm 0,002 mm	Aleurite Pelite

Din analiza curbelor granulometrice întocmite rezultă cîteva tipuri caracteristice, care trebuie să atragă atenția celor care le interpretează. Pentru depozitele grosiere (pietrişuri, nisipuri grosiere) este predominantă forma concavă

[1] Vezi explicația acestor tabele în pag. 79 și 80.

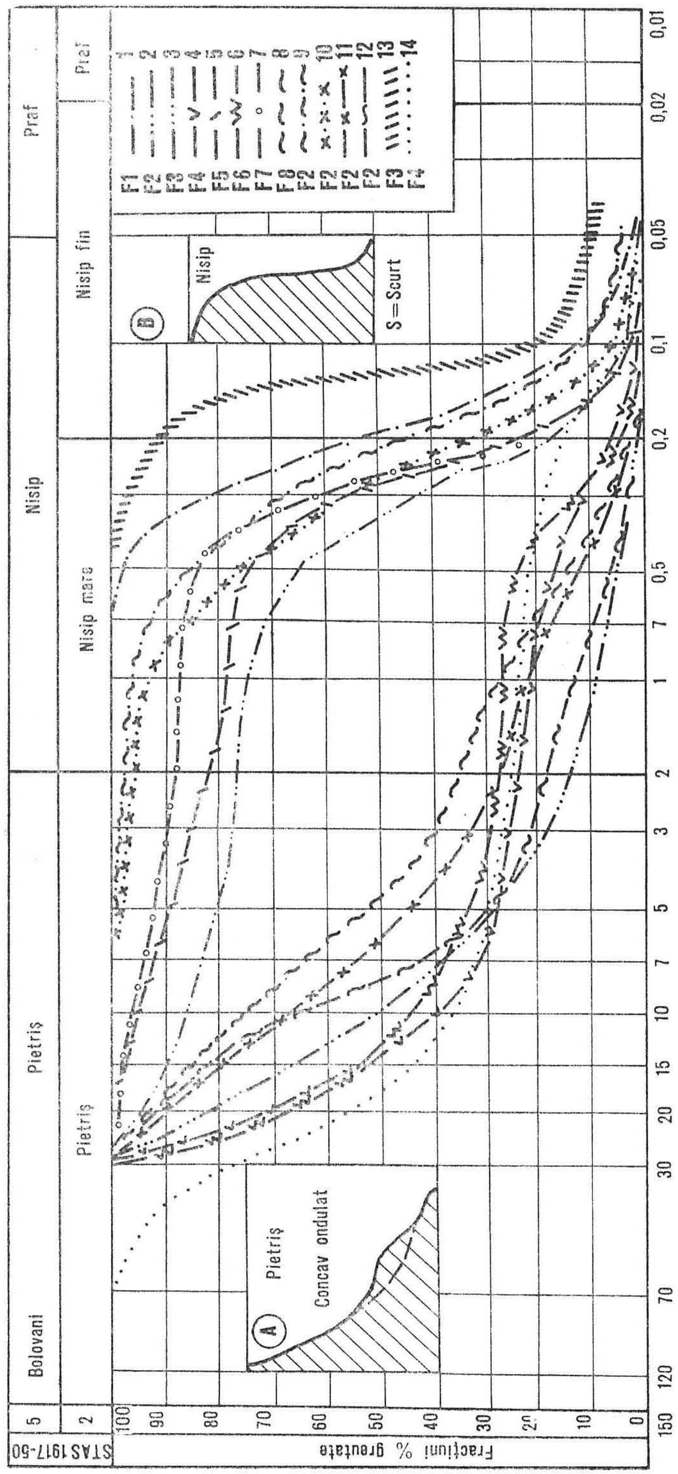


Fig. 8 — Curbe cumulative în diferite depozite de pietrişuri cu nisipuri (după I. C. S. P.). în A—profil concav ondulat şi în B—profil de S—scurt.

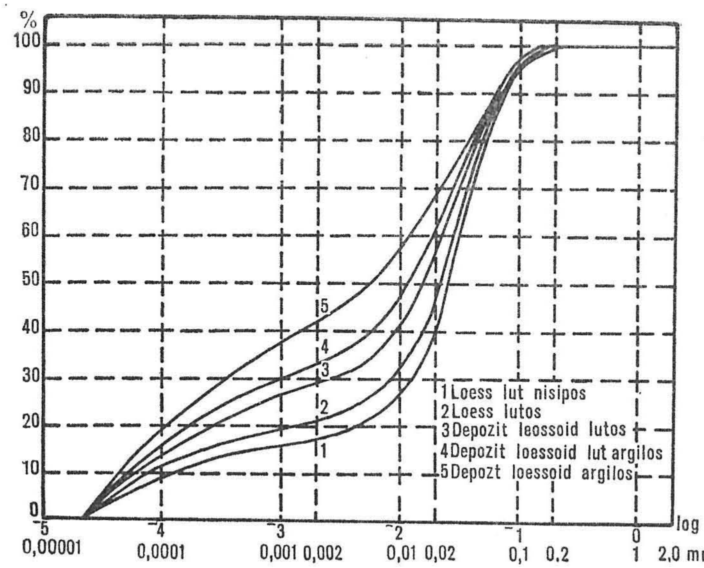


Fig. 9 — Curbe de însumare în loessul şi depozitele loessoide din partea de E a Cîmpiei Române (după A. C o n e a): *1* — loess lut nisipos, *2* — loess lutos; *3* — depozit loessoid lutos; *4* — depozit loessoid lut argilos *5* — depozit loessoid argilos

sau concav-ondulată (fig. 8 A). Pentru nisipuri în general, se impune forma convexă sau de „S“ scurt (fig. 8 B), iar pentru depozitele fine loessice, argile, forma concavă de „S“ prelung (fig. 9). Toate aceste curbe pot lua însă diferite forme apropiate cu cele caracteristice, în raport cu diversele combinaţii ale fracţiilor granulometrice.

1. DEPOZITELE REZIDUALE — SOLURILE ACTUALE ŞI FOSILE

Înglobăm în această categorie depozitele cele mai superficiale ale scoarţei terestre, care pot ajunge la 7—8 m şi aceasta mai ales atunci cînd se suprapun mai multe soluri vechi (A. C o n e a ş.a., 1974).

Considerate ca o rezultantă a factorilor rocă-climă, vegetaţie şi animale, solurile sînt de fapt depozite reziduale-eluviale, dacă socotim că rocii din bază îi revine un rol foarte important. Solurile fosile s-au format prin aceleaşi procese pedogenetice, dar în raport cu condiţiile locale de relief, rocă, climă etc.

Importanţa ştiinţifică a acestora este binecunoscută sub raport paleogeografic de ansamblu (în special morfo- şi pedoclimatic) şi de aceea ne oprim puţin asupra lor. Cunoaşterea în amănunt a solurilor fosile — specifice complexului loessic, prin analize de detaliu (curba de variaţie a conţinutului în carbonaţi calco-magnezieni, în special CO_3Ca, conţinutului în humus) a fost subliniată şi aplicată de diverşi specialişti între care amintim pe A. C o n e a ş.a. (1960), V. B u t n a r u (1964), A. C o n e a (1970, 1970 a, 1972) şi alţii.

Un fapt care atrage atenţia în mod special în legătură cu analiza solurilor fosile este de ordin morfolitogenetic şi anume scăderea sau creşterea acestora în raport cu tipurile şi vîrsta reliefului, cazul teraselor Oltului (P. C o t e ţ,

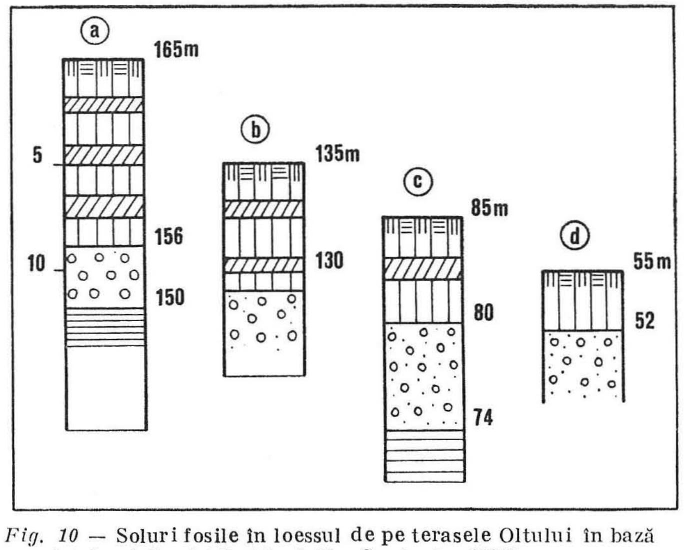


Fig. 10 — Soluri fosile în loessul de pe terasele Oltului în bază cu pietrișuri fluviatile (după P. C o t e ț, 1957)

1957). Pentru ilustrarea acestui caz dăm în figura 10 cîteva profile caracteristice, revenind mai departe cu noi elemente în acest sens.

2. DEPOZITELE EOLIENE — CONSIDERAȚII GENERALE

Denumirea lor constituie prima indicație de ordin genetic, precizînd că datorită acțiunii generale a vînturilor de a spulbera, transporta pulberi și nisipuri, aceste depozite acoperă aproape întreaga suprafață a Cîmpiei Române, indiferent de formele reliefului anterior (cîmpuri, terase și lunci), peste care s-au acumulat materialele eoliene. Prin aceste acumulări, cu grosimi diferite, relieful anterior se completează cu cea mai nouă cuvertură (prăfoasă sau aleuritică și psamitică) și care este cea mai întinsă dintre toate depozitele cuaternare.

Privită sub raportul morfolitologic, această cuvertură foarte friabilă și poroasă se împarte în două categorii: *de cîmpuri* și *de terase*, cu depozite loessice și nisipuri de dune, și *de lunci*, numai cu nisipuri de dune, separare care este în concordanță cu geneza, evoluția și vîrsta formelor de relief.

Analizate sub raport granulometric, depozitele eoliene se împart în două subgrupe: *una prăfoasă* (*aleuritică*) în care intră depozitele loessice (0,002—0,02 mm) și alta (*psamitică*), a nisipurilor de dune în care domină fracțiile mai mari (0,02—2 mm). Ținînd seama de repartiția lor spațial-teritorială, pe primul loc stau *depozitele loessice*, care sînt considerate la nivel continental ca cele mai întinse formațiuni periglaciare. Caracterul lor general sub raport morfolitoclimatic confirmă acest punct de vedere.

a. **Depozitele loessice** (loessoide). Această denumire generală corespunde clasificării celei mai largi și cuprinde atît loessul propriu-zis sau primar, cît și derivatele lui secundare, cunoscute sub diferite denumiri (roci loessoide, luturi loessoide sau lehmuri).

Nici la noi în țară, ca dealtfel peste tot, nu s-a ajuns pînă în prezent la o unitate de vederi, subliniind aici punctul de vedere al lui M. D r ă g h i c e a n u (1895), bazat pe o clasificare simplă, pe care o socotim utilă, cu două tipuri de depozite loessoide.

Lehmul sau lutul loessic, caracterizat prin poziția lui ușor înclinată a suprafețelor pe care stă, de stratificație, culoare închisă și compoziție neomogenă, ca și prin lipsa structurii tubulare, conținut mare de nisip și argilă (lehmuri argilo-nisipoase) și *loessul*, mai calcaros, de culoare brună gălbuie, fără stratificație și care se desface în pereți verticali, conține concrețiuni calcaroase, care atunci cînd sînt abundente fac ca apa freatică să fie sălcie.

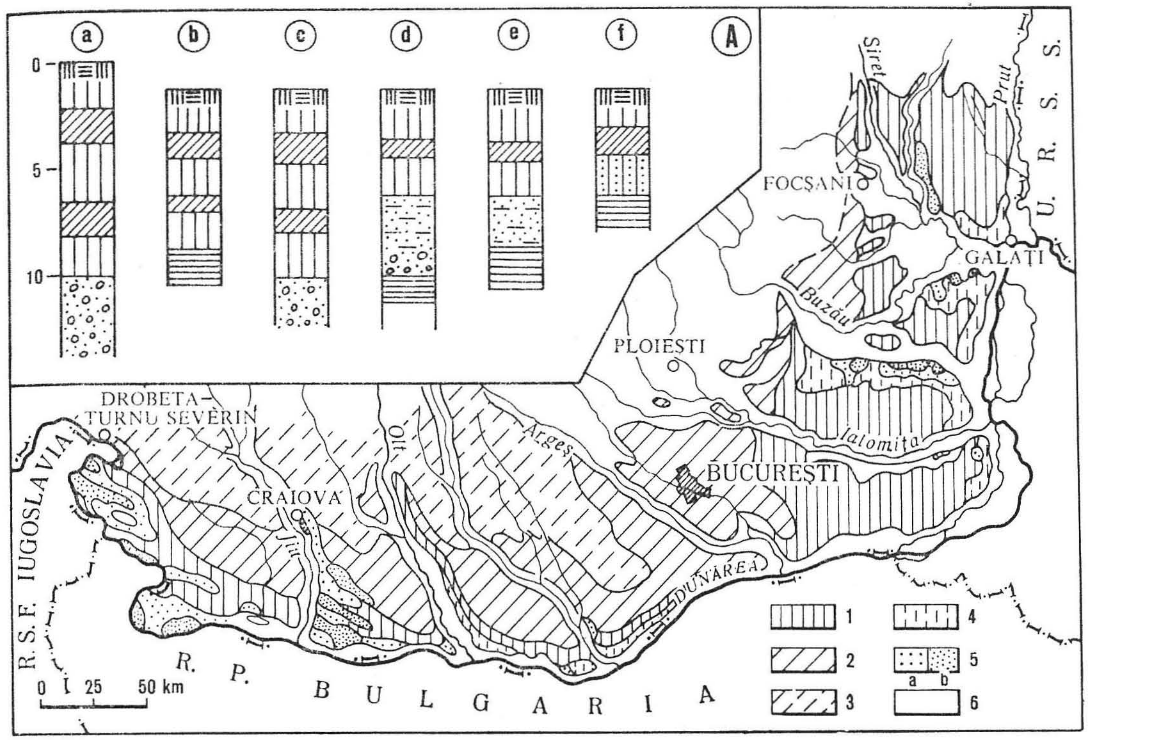


Fig. 11 — Schița depozitelor loessice (după A. C o n e a ș.a. cu unele completări): *1* — loess tipic; *2* — materiale loessice; *3* — materiale loessice -completare; *4* — loess nisipos; *5* — nisipuri (a); *5* — nisipuri prăfoase (b); *6* — lunci cu aluviuni. *A* — diferite profile în depozitele loessice ale Cîmpiei Române: *a* — Adunații Copăceni (Cîmpia Vlăsiei); *b* — Turbați pe Ialomița; *c* — Gherghița pe Prahova; *d* — Balotești; *e* — Căciulați; *f* — Bojdeni — toate din Cîmpia Snagovului·

Lehmurile sau luturile loessice au în general un caracter acvatic complex (deluvial, proluvial și lacustru), rezultat al proceselor de spălare sau șiroire areală pe suprafețele ușor înclinate piemontane, de contact sau prin depunerea prafurilor eoliene pe suprafețe lacustro-mlăștinoase, nezvîntate încă.

Combinațiile dintre loess și lehm sînt foarte variate și complexe, fapt ce explică și numeroasele clasificări ce s-au făcut la noi de către geotehnicieni, hidrogeologi și pedologi, pe baza cărora au fost distinse complexele psamo-prăfoase de prafuri și nisipuri (aleurito-psamitice), denumite de unii nisipuri loessice sau loessuri nisipoase.

În concluzie, socotim că elementul dominant al tuturor depozitelor loessice îl constituie *praful eolian* a cărui remaniere prin procesul de spălare pe suprafețele ușor înclinate duce la adaosul de argilă și nisip, la formarea *luturilor* loessice.

O serie din arealele amintite reies destul de clar din figura 11 care ne dă o privire de ansamblu asupra răspîndirii depozitelor loessice din Cîmpia Română și care poate constitui o bază de plecare pentru o hartă mai largă și mai completă sub raport morfolitogenetic. Din analiza acestei schițe, destul de generală, se desprinde însă destul de clar repartiția depozitelor eoliene, clasificate în patru categorii: *loessul tipic, loessul nisipos, lehmurile* sau *luturile loessice* (cu textură fină) și *nisipurile de dune*.

Loessul tipic, care aparţine cu deosebire laturii estice, stepice, apare pe suprafeţe întinse în Bărăgan şi în Cîmpia Covurlui, iar ca şuviţe subţiri, el se întîlneşte pe terasele dunărene din Burnaz şi din cîmpia de terase a Olteniei.

Loessul nisipos aparţine tot laturii estice şi în special marginilor nordice ale celor trei sectoare ale Bărăganului, unde se îmbină cu nisipurile de dune.

Lehmurile sau luturile loessice sînt strîns legate de cîmpurile înalte interfluviale începînd din Cîmpia Pleniţa-Bucovăţ (Bălăciţa) şi pînă în Vlăsia, de unde trec în cîmpia piemontană subcolinară Ploieşti—Rîmnic şi pînă la Focşani şi Panciu, pe suprafeţele fluvio-lacustre şi aluvio-proluviale, unde procesele deluviale şi proluviale au avut un rol predominant.

Grosimea complexului loessic este variabilă în raport cu intensitatea şi direcţia vînturilor, ca şi cu intensitatea ploilor şi torenţilor (proceselor deluviale şi proluviale). Cele mai importante procese de eroziune a depozitelor loessice au loc în malurile rîurilor, de unde sînt transportate de apa acestora şi depuse apoi în lunci, împreună cu nisipurile, sub formă de mîluri sau nisipuri-argiloase, unele cu caracter de loess aluvial.

Cele mai mari grosimi ale acestei cuverturi friabile se întîlnesc în Bărăganul sudic, unde, la gara Movila şi Stelnica, forajele indică grosimi de 50 m şi 60 m, dar unde o bună parte revine însă nisipurilor din bază şi nisipurilor de dune fosile, intercalate.

Din analizele făcute de V. S f i c l e a (1973) în Cîmpia Covurlui în profilul de la localitatea Costi (nord de Galaţi), grosimea depozitelor loessice ajunge la aproape 70 m, dar nu trebuie neglijat nici caracterul „bazaltoid" al nisipurilor loessice de aici, asemănătoare cu cele din sectorul dobrogean Rasova şi care sînt şi fosilifere. La Poiana (nord de Tecuci), grosimea depozitelor loessice este de 60 m (I. A t a n a s i u, 1960), datorită înglobării şi altor complexe.

Sub raport granulometric, caracterele stabilite de S. N. G o g ă l n i c e a n u (1939), începînd cu seria argiloasă-aleuritică (cu valori 0,015 mm) şi trecerea spre prafuri (0,05—0,005 mm) şi nisipuri (2—0,05 mm) se schimbă în raport de condiţiile paleoclimatice şi morfologice regionale.

Separările făcute în Cîmpia Română de către E. L i t e a n u şi C. G h e n e a (1966), pe bază granulometrică, sînt destul de sumare, ca şi cele asupra compoziţiei chimice. Din acestea din urmă, care se referă în general la Bărăgan, reţinem că în *cîmpia externă* (Bărăgan, Mostiştea şi Vlăsia) şi în *cîmpia internă* (zona de divagare, inclusiv Cîmpia Ploieşti şi Cîmpia Siretului inferior), cantitatea de SiO_2 se află în raport de 68—74% (în depozitele loessice aleuritice) şi de 83—84% (în cele fin nisipoase), iar în nisipurile loessice ale cîmpiei interne, acesta creşte la 88—90%. În legătură cu CO_3Ca se observă un raport invers, de creştere de la cîmpia internă cu nisipuri loessice (3—4%) la cele fin nisipoase (5,09—5,25%) şi aleuritice (10—24%) la cîmpia externă.

Aceeaşi creştere se observă şi la Al_2O_3 (1—2% în cîmpia internă), la 3—6% (cazul loessului fin nisipos), apoi la 5—13% (la loessul aleuritic). De asemenea, în ce priveşte Fe_2O_3 această creştere se repetă tot în acelaşi sens (3,33—3,39%) în cîmpia internă şi aproape egal (2—8,1%) în loessul aleuritic.

Caracterul argilos al depozitelor loessice din vestul Argeşului reprezintă o generalizare, care mai trebuie revăzută. Toate acestea reflectă caracterul mai pregnant eolian al loessului din cîmpia externă, în sensul autorilor citaţi.

Rezultate interesante din punct de vedere practic-geotehnic au obţinut colectivul F l. C r ă c i u n — D. P o p e s c u (1963) şi E m m. P r o t o p o p e s c u P a c h e ş.a. (1966), unde pe lîngă clasificarea şi răspîndirea

pe ţară a depozitelor loessice, s-a calculat tasarea la diferite sarcini, problemă de mare importanţă în agronomie şi geotehnică, din care reţinem diferenţele care există între loessul propriu-zis, destul de sensibil sub sarcina geologică şi celelalte depozite loessice, de obicei mai puţin sensibile la tasare. Asupra acestor probleme revenim mai departe în legătură cu formarea crovurilor, a proceselor de sufoziune sau clastocarstice.

Loessul şi apartenenţa lui sub raport cronoclimatic. Ultimul aspect şi cel mai mult discutat astăzi de către specialiştii ce s-au ocupat mai mult de loess este legat de apartenenţa acestuia fazelor glaciare (loessul ca depozit singlaciar) sau fazelor interglaciare (loessul ca depozit interglaciar). Numărul şi argumentele pro şi contra ale celor ce se înfruntă în această problemă dificilă este destul de mare. Nu este cazul să facem un istoric la nivel mondial, acesta a fost expus pe larg de E m m. P r o t o p o p e s c u P a c h e şi M. S p i r e s c u (1963) şi mai ales de M. S p i r e s c u (1970).

Ceea ce se impune a fi subliniat la noi este faptul că, în etapa actuală, studiul loessului se face nu numai pe teren, ci şi în laboratoare bine utilate, mai ales de către pedologi şi geotehnicieni, pe baza unor analize cît mai variate (granulometrice, mineralogice, palinologice, radiometrice etc.).

Prima direcţie, care s-a afirmat la scară mare la noi în ţară sub raport cronoclimatic, a fost cea îmbrăţişată de C. B r ă t e s c u (1934—1935), continuată pe baze moderne de A. C o n e a (1970), iar *a doua*, a fost expusă iniţial de E m m. P r o t o p o p e s c u-P a c h e — M. S p i r e s c u (1963), apoi dezvoltată şi argumentată pe larg de M. S p i r e s c u (1970).

Explicarea loessului ca depozit singlaciar are la bază climatul de stepă rece, de tip periglaciar, cînd particulele fine aleuritice din zonele cu depozite glaciare au fost împrăştiate de vînturi la distanţe diferite, iar explicarea loessului ca depozit interglaciar are în vedere faptul că loessul se formează şi în prezent, cînd ne găsim într-o fază interglaciară. Argumentele aduse în sprijinul tezei din urmă se lovesc mai ales de culoarea maron-roşcată a solurilor fosile, care mai greu poate fi pusă pe seama unui climat rece. Alte elemente de care trebuie să se ţină seama în afară de condiţiile geomorfologice, paleoclimatice, paleobotanice şi paleopedologice sînt: *precizarea tipului genetic de depozite loessice* (loessuri tipice sau luturi loessice-lehmuri) şi mai ales *poziţia regiunii studiate*, în raport cu centrele glaciare locale sau continentale (N. F l o r e a ş. a. 1964—1965). Concepţia autorilor citaţi constă în accentuarea sincronismului climei în fazele reci sau calde, cînd se pot forma atît orizonturi de loess, cît şi de soluri fosile. Totul depinde de condiţiile climatice existente în locul respectiv şi implicit de distanţa la care se află faţă de gheţari. În zona ocupată de îngheţ, solul se formează în interglaciar (interstadial), iar în zona caracterizată prin variaţii de climat de la umed la semiarid (arid) sau de la semiarid la arid în faza rece, solurile devenite fosile s-au format în timpul glaciarului (stadialului), iar depozitele loessice sau de lehm în timpul interglaciarului (interstadialului).

În zona aridă chiar în faza rece are loc formarea continuă de loess cu slabă solificare la suprafaţă, fără a se observa clar soluri îngropate.

O sugestivă schemă a formării solurilor şi depunerii loessului în funcţie de înaintarea şi retragerea gheţarilor a fost prezentată de N. F l o r e a ş.a. în lucrarea citată. Aceştia arată că numai în regiunile în care au avut loc variaţii de climă de la umed (semiumed) la semiarid există toate premisele să fie înregistrate în profile cuaternare toate oscilaţiile glaciare.

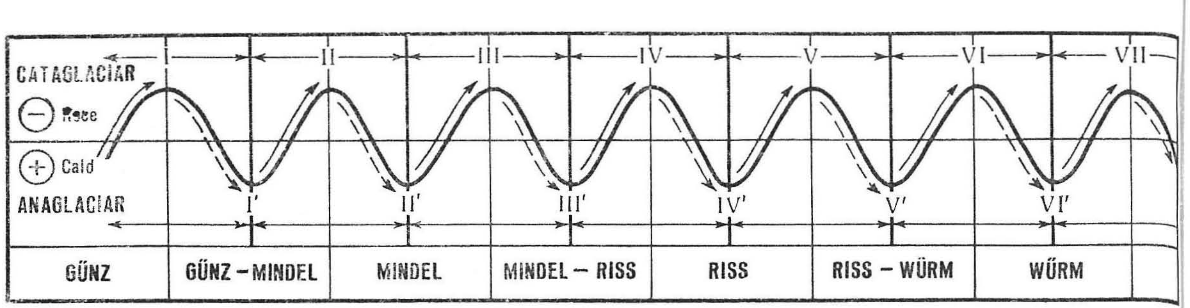


Fig. 12 — Schema ciclurilor climatice complexe cu faze reci și calde (după L. T r e v i s a n, în interpretarea autorului):
I, II, III — maxime cataglaciare; *I, II, III* ... maxime anaglaciare, *I, II*; *I'—II'* — cicluri climatice

În toată această discuție, pro și contra sub raport cronoclimatic, adevărul pare a fi la mijloc, în așa-numitele *faze cata- și anaglaciare*, schițate de către L. T r e v i s a n (1949)[1] în legătură cu formarea teraselor fluviatile, redate grafic de noi (fig. 12), în care oscilațiile climatice cu maxime și minime se suprapun jumătate fazelor reci (glaciare) și jumătate fazelor calde (interglaciare).

Toate aceste probleme de ordin teoretic impun o cartare de amănunt pe terenafaciesurilor loessice și solurilor îngropate pe *suprafețe* foarte întinse la nivel continental.

b. **Nisipurile de dune** sînt destul de răspîndite (v. fig. 11) dar nu așa de mult ca depozitele loessice, cu care se asociază pe verticală destul de strîns.

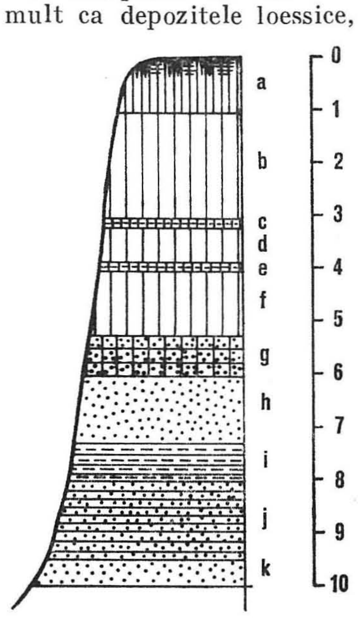


Fig. 13 — Profile în depozitele din versantul drept al Ialomiței la Slobozia Veche (după M. P o p o v ă ț):
a — sol actual; *b* — *d* — *f* — loess cu două soluri fosile (*c*, *e*); *g* — nisip de dune și loess; *h* — nisip de dune fosile; *i* — alternanțe de nisipuri de dune și nisipuri fluviatile; *j* — nisipuri fluviatile; *k* — nisipuri de dune

Suprafața ocupată de ele este în Cîmpia Română, de circa 345 000 ha; granulometric ele depășesc uneori 2 mm, mai ales în cuprinsul luncilor.

Dunele actuale, considerate în general de vîrstă holocenă, se găsesc situate deasupra loessului, fie că sînt mobile, semimobile sau fixate. La acestea se adaugă nisipurile de dune mai vechi, de vîrstă pleistocenă, întîlnite în diferite profile geologice, mai ales în versantul drept al Ialomiței, unde sînt asociate cu nisipuri aluvionare sau cu loessul, la diferite nivele. Dintre acestea cel mai tipic este profilul de la *Slobozia Veche* (fig. 13).

Nisipurile eoliene apar cu deosebire în cele două părți extreme — în Cîmpia Olteniei, cu extindere mare între Batoți — Vrancea, Calafat —Băilești, Craiova — Bechet — Corabia și apoi în est și nord-est, în Bărăgan, pe toate cîmpurile înalte, mărginite de versanți drepți și abrupți (Buzău, Siret, Călmățui și Ialomița), precum și la sud de Tecuci, în sectorul Hanu Conachi-Ivești, unde au fost descrise în amănunt de

[1] Vezi și recenzia din Bul. S. R. Italiene de Geografie, vol. 79, 1942, asupra unor lucrări mai vechi ale aceluiași autor.

N. F l o r e a (1952, 1955). Direcțiile dunelor sînt inverse NV—SE în primul caz și NE—SV, în al doilea. Ca zonă de întîlnire a influenței minime a celor două direcții predominante este socotită *zona Zimnicea*, unde dunele au o răspîndire destul de redusă.

În cuprinsul zonelor de dune se poate vorbi de un *complex psamitic propriu-zis*, cînd dunele acoperă depozitele loessice, și de un alt *complex psamo-prăfos* de îmbinare cu loessul (vezi figura 11).

c. **Complexul psamo-aleuritic** reprezintă o combinație de nisipuri eoliene și de prafuri loessice cu grosimi variabile. În Cîmpia Vînju Mare, partea din vestul Burilei Mari, Jianei, Viașului, acesta ajunge la 15—20 m și el apare peste tot unde există și dune de nisip. În sectorul Gîrla Mare—Punghina—Cearîng—Plenița—Moțăței, el acoperă toată valea terasată a Dunării pînă în marginea Piemontului Getic, inclusiv așa-numita *„terasă a Cearîngului"* considerată de unii geografi (L. B a d e a, 1969)[1] drept terasa cea mai veche a Dunării, ea reprezentînd în fond o serie de dune sau grinduri, denumite cearînguri acoperite de acest complex litologic nisipo-prăfos, destul de extins în Cîmpia Dîrvarilor.

Forajul executat în localitatea Castrele Traiane și morfologia reliefului de dune, cu coame și văi longitudinale, paralele, confirmă ansamblul dunar destul de vechi de aici sub care se află depozite piemontane (fig. 14). Nisipuri de dune fosile apar, de asemenea, în profilele de la Izvoarele și Gîrla Mare.

Mai departe spre SE, în sectorul Calafat—Poiana Mare, acest complex se menține, dar cu grosimi mai reduse, cu excepția sectorului de la Calafat, unde dunele ajung în jur de 20 m (fig. 15 a). Foarte interesant este și profilul din malul Bălții Craiovița unde există nisipuri de dune suprapuse, cele din bază cu dungi de *horstein* cu stratificație de *tip fagure* (fig. 15 b). Mai departe, între Jiu și Olt, complexul psamo-aleuritic este mult mai nisipos pe cîmpul înalt Leu-Rotunda, unde nisipurile sînt mai grosiere și roșcate la culoare, rezultate din spălările deluviale ale nisipurilor piemontane din Podișul Getic.

În Bărăganul de sud, acest complex de dune vechi și actuale asociate cu prafuri loessice se poate urmări în tot lungul versantului drept al Ialomiței pînă în versantul abrupt al Borcei, unde *are grosimi de 30—40 m*, așa cum se observă la *Stelnica*.

Cu grosimi mai reduse apare și pe latura de nord a Bărăganului de mijloc și a celui de nord, în Cîmpia Brăilei, unde la Piscu ajunge la 10—15 m grosime, precum și în partea de sud a Cîmpiei Tecucilor, unde, de asemenea, este asociat cu nisipul de dune.

În general, complexul psamo-aleuritic este greu de separat de complexul loessic, iar în unele părți din Oltenia, la sud de Desa și Rast, acesta se asociază și cu nisipurile fluviatile ale grindurilor (fig. 15, c, d).

În Bărăganul de mijloc apar, de asemenea, nisipuri vechi roșcate, cu dungi de tip horstein, iar dunele constituie un fel de „platouri de acoperire" cu nivele de deflație în trepte.

Încheind această expunere, în legătură cu depozitele eoliene, accentuăm asupra polietajării lor, ca reflex direct al ritmicității climei, care le-a generat.

Importanța paleogeografică a complexului loessic este expusă și mai departe în legătură cu evoluția lacului pleistocen și formarea clastocarstului. Cunoașterea depozitelor eoliene este importantă nu numai pentru rezolvarea proble-

[1] Vezi *„Monografia geografică a văii Dunării românești"*.

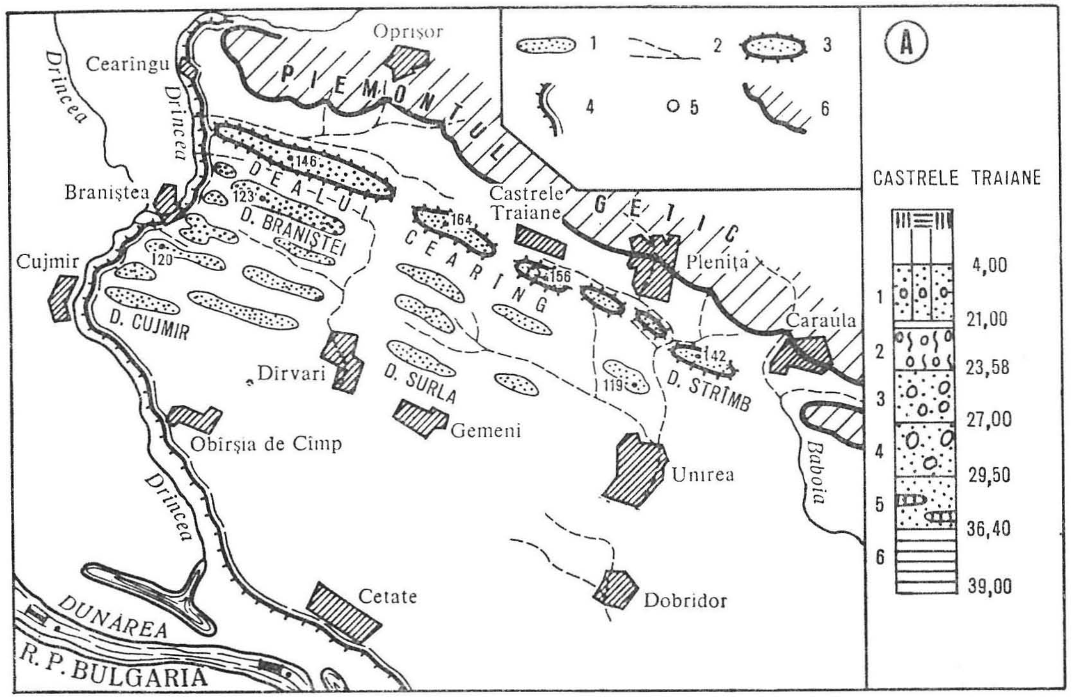


Fig. 14 — Cîmpia Dîrvarilor:

1 — dune fosile — vechi; *2* — microreţea de văi; *3* — martori de eroziune şi acumulare cu aspect de *grinduri* sau *cearînguri* acoperiţi cu nisipuri prăfoase; *4* — cuesta Drîncei; *5* — forajul de la Castrele Traiane redat în A., cu nisipuri prăfoase pe 17 m. grosime, apoi marne, pietrişuri cu bolovănişuri şi sub ele nisipuri gresificate şi argile

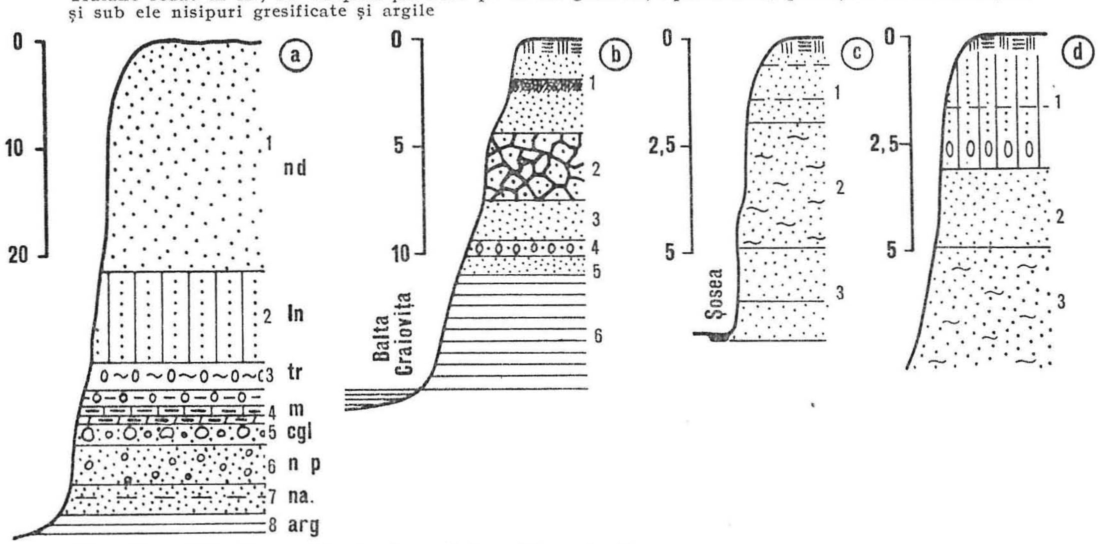


Fig. 15 — Diferite profile în depozitele eoliene de dune:

a — profilul de Calafat, după M. St. Ionescu Balea; *nd* — nisipuri de dune, *ln* — loess nisipos; *tr* — terra rossa; *m* — marne; *cgl* — conglomerat; *np* — nisipuri cu pietrişuri; *na* — nisipuri argiloase, ag — argile; *b* — profilul de la Balta Craioviţa cu nisipuri eoliene (1, 3), soluri fosile (*1*) şi structură în fagure cu dungi de horstein (2); *4* — pietrişuri; *5* — nisipuri fluviatile; *6* — argile bazale; *c* — profilul din nordul Pădurii Smîrdan şi *c* — profilul din apropierea localităţii Rast; cu nisipuri argiloase (*2*, *3*)

melor pedologice şi hidrogeologice, ci şi pentru cele legate de sistemele de irigaţie şi diferite construcţii geotehnice. Depozitele eoliene se impun atenţiei diverşilor specialişti, mai ales agroamelioratorilor prin microrelieful dunar şi pseudocarstic (de crovuri), expus mai departe.

Ca o particularitate hidrogeologică a depozitelor eoliene este formarea *structurilor acvifere locale* (numite de unii orizonturi suprafreatice), datorită intercalaţiilor de soluri fosile mai argiloase, care asociate cu microrelieful depresionar de crovuri şi de dune au contribuit la menţinerea excesului de umiditate din anii 1969—1972. De asemenea, lehmurile mai argiloase au avut şi ele acelaşi rol, mai ales în sectorul dintre Olt şi Argeş.

În nisipurile de dune, acest rol le-a revenit intercalaţiilor feruginoase cu horstein. Tot ca încheiere, socotim necesar să relevăm importanţa caracterului genetic al depozitelor pe care stau depozitele loessice, ca şi particularitatea acestora de a influenţa structurile acvifere freatice, ca urmare a intercalaţiilor de argilă (nisipuri argiloase sau argile nisipoase, ca şi de prezenţa solurilor fosile.

3. DEPOZITELE FLUVIATILE (COMPLEXUL ALUVIONAR)

Acestea se încadrează din punct de vedere granulometric în seria depozitelor *psamo-psefitice*, iar geomorfologic ele aparţin depozitelor de vale. Ele apar ca şuviţe cu lăţimi variabile, situate însă la altitudini deosebite, în ordinea vechimii lor, în raport cu adîncirea treptată a reţelei hidrografice, începînd de la nivelul iniţial al cîmpurilor şi pînă pe fundul văilor în cuprinsul luncilor, sub formă de trepte, în scară altimetrică (vezi figura 11).

Poziţia în altitudine a acestor depozite nu respectă *legea superpoziţiei rocilor sedimentare* în ordinea vechimii lor, de la mai vechi la bază, la mai noi, cu cît sînt mai deasupra.

Datorită acestui fapt, *scara morfostratigrafică a teraselor fluviatile capătă o valoare deosebită în analiza paleogeografică (hidrografică şi climatică)*.

În acelaşi timp, studiul depozitelor fluviatile, în raport cu poziţia lor altimetrică, *constituie un mijloc foarte util în rezolvarea diferitelor aspecte morfotectonice*, legate de deformarea acestor depozite.

Cunoaşterea complexului aluvionar interesează nu numai rezolvarea problemelor de ordin ştiinţific (geologic, geomorfologic, pedologic, arheologic), ci şi o serie de alte aspecte în legătură cu diferite zăcăminte, materiale de construcţie, instalaţii industriale, geotehnice, hidrotehnice etc.

Sub raport cronologic interesează resturile faunistice şi de culturi materiale arheologice. În special în domeniul hidrogeologic, pe lîngă granulometrie şi compoziţie petrografică interesează tipul de stratificaţie (predominant torenţial, încrucişat), grosimea orizonturilor şi patul pe care stau.

Deşi asemănătoare între ele, depozitele complexului fluviatil se împarte în două: *de terase şi de lunci*.

a. **Depozitele fluviatile de terase la zi.** Acestea se disting de cele ale luncilor prin poziţia lor mai mare în altitudine sub formă de trepte care domină luncile şi prin vîrsta lor, pleistocenă, ca şi prin acoperişul lor — de obicei loessuri sau luturi loessice (v. fig. 10).

Sub raport hidrogeologic, orizonturile freatice sînt suspendate deasupra luncilor tot sub formă de trepte, de unde apele subterane ce apar la zi ca izvoare etajate se scurg sub formă de mici pîrîiaşe spre albia majoră şi minoră a rîului ce le drenează în lungul văilor. Apariţia izvoarelor în trepte pe fruntea terase-

lor generează o serie de procese geomorfologice actuale (surpări, alunecări), care trebuie să fie supravegheate pentru a nu se extinde.

Cele două faciesuri ale depozitelor de terase sînt — *unul inferior* în bază, grosier (psamo-psefitic), care reprezintă depozitul de terasă propriu-zis, cu grosimi și compoziție litologică diferită și *altul superior*, situat deasupra, mai fin, nisipos-argilos sau prăfos-aleuritic, de loess (vezi fig. 10).

Grosimea acestuia din urmă depinde, în primul rînd, de altitudinea și vechimea teraselor fluviatile.

Din rezultatele obținute de noi pe terasele Oltului (P. C o t e ț, 1957) între depozitele prăfos-aleuritice, de loess, numărul și vîrsta acestor terase fluviatile există o legătură foarte strînsă, scoasă în evidență de numărul diferit al orizonturilor de loess și de soluri fosile, așa cum s-a arătat mai înainte (vezi fig. 10).

Privit sub acest aspect, *faciesul fin al teraselor Oltului* poate fi interpretat ca fiind un facies aluvionar de luncă, supus ulterior unui intens proces de loessificare. Poziția și regularitatea solurilor fosile asemănătoare cu cele din Ostrovul Ialomiței și de pe terasele joase din zona de confluență a Amaradiei — toate pledează în acest sens. Depozitele aluvionare ale diferitelor terase din Cîmpia Română sînt expuse mai pe larg, în partea a treia a acestei lucrări.

b. **Depozitele fluviatile din lunci** apar tot sub formă de fîșii longitudinale, fiind situate, fie simetric, fie asimetric, în raport cu albia rîului, care le-a generat prin depunere succesivă longitudinală și laterală sub forma celei mai noi cuverturi aluvionare, de vîrstă holocenă. Tinerețea lor nu a permis desfășurarea procesului de loessificare decît foarte puțin și pe terasele de luncă cele mai vechi și mai înalte.

Cele două faciesuri amintite la terase sînt mai clare în cazul de față, ca și prezența unor soluri îngropate. În bază este predominant *faciesul de albie*, grosier, constituit din nisipuri mari, pietrișuri și bolovănișuri, cu grosimi variabile, în raport cu puterea de transport și cu debitul rîului.

Stratificația oblică (încrucișată sau torențială) este rezultatul mediului de sedimentare într-o singură direcție, în care se scurg apele rîului.

Faciesul de luncă se situează la partea superioară a luncilor și are grosimi de cîțiva metri. Sub raport litologic aici predomină nisipurile argiloase și argilele nisipoase (mîluri) cu stratificație fluviatilă, cvasi-orizontală, rezultată din acumularea apelor revărsate pe întinsul luncilor, care se retrag treptat și care ușurează procesul de decantare a aluviunilor în suspensie.

Acesta este *faciesul psamo-aleuritic* sau chiar *pelitic*, datorită intercalațiilor fine, locale argiloase din cuprinsul sectoarelor lacustro-mlăștinoase, situate în interiorul luncilor, în microdepresiunile laterale de sub fruntea teraselor sau cîmpurilor, unde la acumularea minerală se adaugă cea vegetală, uneori sub formă de turbă.

Faciesul psamitic este predominant pe marginea laterală a luncii în imediata apropiere a albiei minore a rîului, unde apar grindurile nisipoase prealbiale.

Trecerea de la faciesul inferior de albie la cel superior de luncă nu se face peste tot la fel, ci în unele regiuni, cum este cea de la Pietroșani din lunca Dunării, ea se face printr-un orizont de nisipuri destul de gros (fig. 16).

În cadrul luncilor o notă aparte o prezintă *depozitele teraselor aluviale*, cu altitudini variabile (1—2 m, 2—4 m, și 5—7 m). Acestea din urmă apar ca trepte mai înalte și cu soluri îngropate argilo-nisipoase, așa cum se observă în luncile Dîmboviței, Ialomiței și mai ales în lunca largă a Dunării din Ostrovul Ialomiței, unde solurile aluviale au fost acoperite cu depozite mai ales în timpul

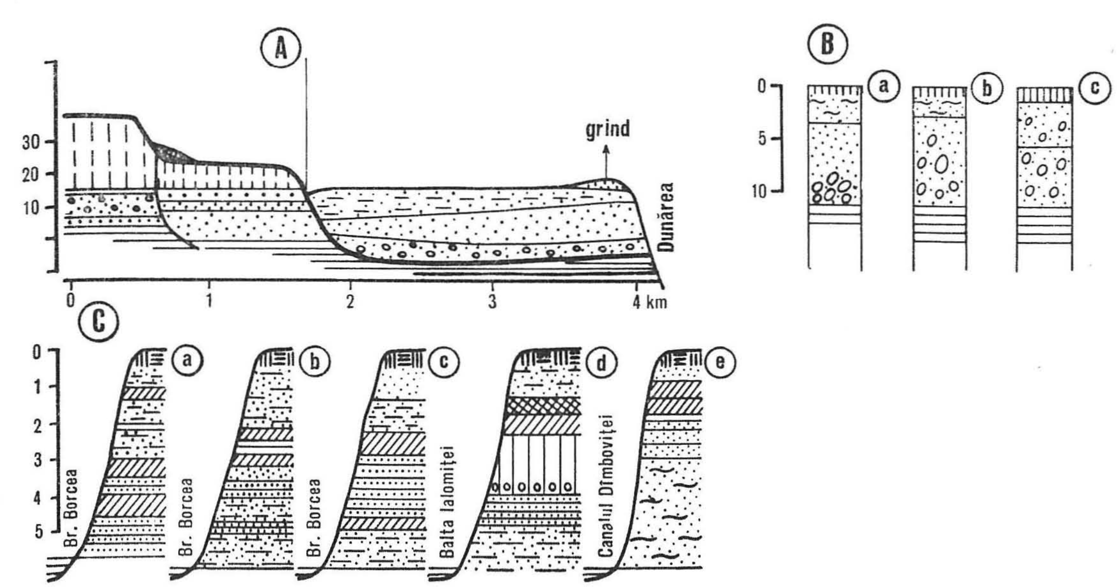


Fig. 16 — Diverse profile în depozitele aluvionare din lunci: *A* — secțiune la Pietroșani în Lunca Dunării, la vest de Giurgiu, *B* — foraje în luncile Oltului (*a, b*) și Olteţului (*c*); *C* — deschideri naturale în mai multe lunci: *a—b—c*, în Ostrovul Ialomiței; *d* — în lunca Ialomiței; *e* — în lunca Dîmboviței, la sud de București, hașurat oblic — soluri îngropate

revărsărilor ritmice ale apelor Dunării (fig. 16). După datele arheologice de la Păcuiul lui Soare, lunca Dunării s-a înălțat prin acumulări cu grosime de 3 m în intervalul dintre secolele X—XIV (P. C o t e ț, 1967).

Procesul acesta de acumulare intensă a luncilor din Cîmpia Română, fie prin transportul fluviatil longitudinal, fie cel lateral prin spălarea solurilor de pe versant (mai ales după tăierea pădurilor), are caracter general și el nu trebuie rupt de cauza lui principală mai veche — *ridicarea nivelului de bază al Mării Negre* în timpul holocenului inferior. Acesta a generat *remuul* apelor Dunării și a afluenților ei de care este legată obturarea văilor mici și formarea limanelor fluviatile din lungul Buzăului, Ialomiței, Dunării etc.

Din cele expuse se vede că depozitele fluviatile din cadrul luncilor prezintă variații pe verticală și pe orizontală datorită hidrodinamicii rîurilor și care sub raport hidrogeologic este dominată de scurgerea apelor freatice spre rîu, care, la rîndul lui, influențează apele subterane ale luncilor pe porțiuni înguste apropiate (M. P o d a n i — D. B ă l u ț ă, 1971).

Aceeași hidrodinamică condiționează și raportul dintre rocă și formarea solurilor, unde intervenția omului prin îndiguiri trebuie să aibă ca scop principal, ușurarea sau chiar grăbirea acestui proces din urmă.

Î n c o n c l u z i e, depozitele aluvionare din cadrul luncilor impun o atenție mai mare din punct de vedere geologico-geomorfologic, prin cartări la scări mari și prin corelații mai strînse cu forajele existente, destul de numeroase dealtfel. Acest lucru îl impun, în primul rînd, necesitățile practice ale economiei naționale, legate de diferite construcții, agroameliorative și geotehnice, ca și de aprecierea mai justă a structurilor acvifere freatice.

c. **Depozitele fluviatile pleistocene îngropate.** Acestea apar numai în zona de divagare și în Lunca Dunării, unde sînt acoperite, fie de alte depozite holocene, piemontane, fie chiar de aluviunile holocene ale Dunării. Prezența lor

se datorește mișcărilor de subsidență, care au continuat și în holocen pe direcțiile principale tectonice amintite mai înainte.

Scufundarea teraselor Dunării pe latura dobrogeană în cuprinsul ostroavelor Ialomiței și Brăilei este cunoscută încă de la A l. D i m i t r e s c u - A l d e m (1911) și C. B r ă t e s c u (1921), reluată mai tîrziu de P. C o t e ț (1966) și confirmată astăzi pe bază de faună (tabelul 7).

Tabelul 7

Foraje în Ostrovul Ialomiței

Locul forajului	Adînc	Fauna	Vîrsta
Cherhanaua Bordușani	15,40—16,80 m în nisip cenușiu f. fosilifer	*Viviparus dilaviana* var., *Crassus* Kunth, *V. diluviana* var. *acerosus* Franz, *V. fasciata* var., *penticus* Gervain, *Planorbis cornus* L., *Dreissensia polymorpha fluviatilis* Pallas, *D. polymorpha* Pallas, *Sphaerium corneum* L., *Fagotia acicularis* Ferrussac., *Fagotia esperi* Ferrusac, *Lithoglyphus naticoides* C. Pfeiffer, *Valvata nicitina* Menke, *V. piscinalis* Müller, *Bithynia tentaculata* L., *Lymnaea palustria* Müller, *L. Peregra* Müller.	Pleistocen superior
	20,70 m argilă nisipoasă	*Unio* sp. care indică tot pleistocenul superior.	
Cantonul 8 Modelul Foraj 1	9,50—10,50 m argile nisipoase	*Lithoglyphus naticoides* Pfeiff., *L.* sp.; *Fagotia* cf. *esperi* Fér., *Dreissensia* sp., care indică prezența pleistocenului superior).	Pleistocen superior

Toate acestea arată că în Ostrovul Ialomiței, imediat sub aluviunile holocene se găsesc depozite fluviatile mai vechi, pleistocene, care confirmă afundarea teraselor Dunării în cuprinsul unității de mai sus.

Privite în ansamblu, rezultă că depozitele fluviatile ocupă suprafețe destul de întinse mai ales dacă le asociem acestora și pe cele aluvio-proluviale piemontane. Acest complex litologic se impune atenției în mod deosebit, sub raport hidrogeologic, ca cele mai importante roci-magazin, prin bogăția de ape subterane.

Depozitele fluviatile pleistocene din sectorul zonei de divagare sînt expuse în amănunt mai departe, în partea regională.

4. DEPOZITELE PIEMONTANE-ALUVIO-PROLUVIALE ȘI FLUVIO-LACUSTRE

Denumirea aceasta constituie prima indicație asupra poziției și genezei lor, ele fiind depozite ce se formează în zonele de contact morfologic și tectonic, de diferite ordine, cum ar fi contactul dintre Subcarpați și Cîmpia Română, sau chiar dintre Carpați și Depresiunea Valahă. De aceste mari contacte morfotectonice este legată, în primul rînd, cuvertura molasică a stratelor de Cîndești plio-cuaternară.

De contactele mai mici, cîmp-terase, cîmp-lunci, terase-lunci sau chiar de trecere de la o luncă secundară la una principală mai largă este legată de formarea unor mici conuri aluvionare.

Noțiunea de depozite piemontane se referă în primul rînd la revărsările și acumulările de materiale sub formă de conuri de dejecție, transportate de rîuri prin văi înguste și depuse pe uscat la poala unor înălțimi, în regiuni mai joase. De aici rezultă caracterul principal al lor ca *depozite-aluvio-proluviale sub formă de conuri de dejecție* (aluvionare), izolate sau de cele mai multe ori juxtapuse și suprapuse.

Aceste depozite se pot acumula nu numai pe uscat ci și în marginea lacurilor învecinate, de unde rezultă un aspect genetic mai complex *de conuri-delte*, sau invers, *delte-conuri*, adică formate atît subaerian, cît și sub apă (vezi fig. 22).

În cazul Cîmpiei Române, noțiunea de *con-deltă* este cea mai potrivită (P. C o t e ț, 1950). Folosirea numai a noțiunii de deltă, așa cum au propus N. P o p p și D. T e a c i (1969) o socotim cam exagerată.

Depozitele conurilor-delte încep printr-o stratificație ritmică care constă dintr-o alternanță de pietrișuri și argile roșii, ca în cazul marelui con-deltă al Prahovei, unde în profil longitudinal și transversal, intercalațiile lenticulare de nisipuri, pietrișuri, argile, marne, argile nisipoase și nisipuri argiloase sînt numeroase și variate (vezi fig. 22).

Dealtfel, stratificația torențială sau încrucișată este specifică părții subaeriene a deltelor propriu-zise sau „deltele uscate", după unii cercetători. O dată cu trecerea de la mediul continental, de uscat la cel acvatic — la ustru se produc schimbări atît ca stratificație cît și ca granulometrie. Se observă o alternanță a stratelor înclinate cu cele orizontale, pietrișurile sînt mai rare, iar nisipurile predomină. Se ajunge astfel la o stratificație deltaică propriu-zisă.

Ceea ce a fost numită pînă în prezent *cîmpie piemontană* se referă în primul rînd la poziția subcolinară și la caracterul aluvio-proluvial al ei, începînd din zona Pitești spre est, pe o porțiune cu lățimi variabile, dar de unde conurile de dejecție cunoscute se prelungesc mult în aval (cel al Argeșului ajunge pînă în valea Cîlniștei, iar al Dîmboviței pînă în zona Capitalei) cu treceri gradate spre conuri-delte. Tot în acest fel se explică bogăția de nisipuri, pietrișuri, ca și alternanțele dese ale acestora cu diferite intercalații de argile, marne etc. care apar în Bărăgan, dar și în restul cîmpiei.

Întreaga suprafață a Cîmpiei Române, situată sub cuvertura de loess, este o succesiune de depozite aluvio-proluviale-deltaice în care alternează pietrișurile, nisipurile, argilele și marnele, atît la nivelul etajului de acumulare pliocenă, cît mai ales cuaternar, prin acțiunea complexă a rețelei hidrografice actuale în faza pleistocenă (vezi fig. 29).

Aici este vorba de o cuvertură de depozite piemontane, molasice, rezultate din acumulările bogate de materiale detritice din cadrul înconjurător, mai înalt, în continuă ridicare și pe fondul depresiunii Valahe cu caracter subsident.

Aportul rețelei hidrografice carpatice se vede în toată această cuvertură molasică sub formă de conuri-delte, care au înaintat succesiv și periodic acoperind toată depresiunea Valahă. Bogăția în ape a rîurilor carpatice și mișcările de subsidență, în strînsă legătură cu nivelul de bază al Mării Negre explică și poziția fazelor lacustre pleistocene expuse mai departe.

Î n c o n c l u z i e, cuvertura sedimentară situată sub loess sau chiar la suprafață uneori și care ajunge la adîncimi de 100—200 m aparține sub raport genetic depozitelor piemontane aluvio-proluviale și fluvio-lacustre, caracterizate prin stratificații torențiale și deltaice, lenticulare. Cunoașterea acestor

depozite sub toate aspectele lor, dar mai ales ca stratificație și granulometrie, înseamnă un pas mai departe pentru aprecierea mai justă a resurselor de apă subterană, în special a celor ascendente de mare importanță pentru economie.

5. DEPOZITELE LACUSTRE

În sensul strict al cuvîntului, acestea sînt reprezentate numai prin seriile de argile, marne și nisipuri, care apar în diferite foraje și la adîncimi variate, iar la suprafață, acestea apar în diferite deschideri naturale. În Bărăgan predomină nisipurile cu stratificație orizontală, denumite *nisipuri de Mostiștea*, iar în Burnaz și mai la vest de o mare întindere apar marnele calcaroase și nisipurile de Uzunu, care ajung pînă la Balș, Bucovăț, Plenița etc.

Din cuprinsul acestora se detașează prezența concrețiunilor calcaroase și a calcarelor lacustre, care constituie o adevărată crustă, strîns legată de *Stratele de Uzunu* și a cărei extindere va fi analizată în partea regională. În anumite orizonturi iese în evidență caracterul mlăștinos al acestor depozite, mai ales la trecerea spre complexul loessoid, care, în multe locuri, se îmbină destul de strîns cu cel marnos, calcaros.

În legătură cu marnele calcaroase din complexul de Mostiștea, Gr. Ștefănescu (1895) remarca bogăția acestora în concrețiuni și utilizarea lor practică de către localnici la pietruirea șoselelor din lipsă de pietrișuri aluvionare.

Bogăția de calcar a marnelor de Uzunu se explică în primul rînd, prin contribuția pe care au avut-o regiunile învecinate (podișurile Mehedinți, Miroci, Prebalcanic și sud-Dobrogean), bogate în calcar și din care vînturile și apele de șiroire au transportat materialul friabil rezultat din dezagregarea și spălarea acestora. În acumularea materialului calcaros un rol important a revenit circulației apelor subterane în diferite condiții climatice mai calde (subtropicale) sau mai reci (periglaciare). Formarea concrețiunilor calcaroase în astfel de condiții a fost relevată de A. Cailleux și Claude J. Dionne (1972).

Depozite lacustre holocene-actuale apar pe fundul lacurilor desecate sau nu, situate în diferite lunci, fie că sînt lacuri naturale sau antropice și ele constau mai ales din nisipuri fine și mîluri.

6. DEPOZITELE DELUVIALE ȘI DEPOZITELE GRAVITAȚIONALE

Acestea constituie o categorie aparte prin geneza lor, fiind legate de deplasarea unor depozite pleistocene deja existente prin acțiunea apelor cu scurgere difuză, sub formă de pînză rezultată din ploi și din topirea zăpezilor, ca și sub influența directă și mai accentuată a gravitației, cum este cazul alunecărilor și surpărilor.

Deluviile sînt depozite de pantă[1], mai groase spre baza versanților și mai subțiri în partea superioară (fig. 17 A). Materialul constituent este, în general, argilos și nisipos, cu o stratificație conform pantei și în care se găsesc și materiale mai grosiere (pietrișuri, grohotișuri, concrețiuni calcaroase), rezultate din spălarea orizonturilor intersectate de eroziune.

Deluviile îmbracă complet văile mici, fără drenaj liniar longitudinal, generînd așa-numitele *„văi deluviale“* cu profil de versanți stabilizați și ușor de utilizat în agricultură și lucrări geotehnice (fig. 17 B).

[1] Alții le numesc *coluvii*.

Grosimea deluviilor, de obicei argilo-loessoide, ajunge la cîțiva metri, iar pe versanții prelungi, ele stau la baza glacisurilor întinse și bine stabilizate (fig. 17, A).

În unele cazuri, deluviile au caracter solifluctional, cum sînt pe versantul sudic al Burnazului, la Frătești (fig. 17, C).

Privită în ansamblu, prezența deluviilor cît mai groase, extinse și stabilizate, cum dealtfel este cazul aproape peste tot, constituie o indicație prețioasă pentru stabilitatea versanților, de atingere, a profilului de echilibru, fără dificultăți în agroameliorații și geotehnică.

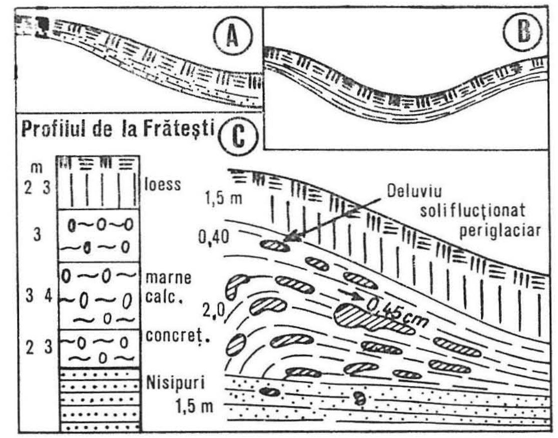


Fig. 17 — Depozite deluviale: *A* — de versant loessificat; *B* — vale deluvială cu depozite de loess; *C* — profilul de la Frătești pe versantul sudic al Burnazului cu deluviu actual în loess și deluviu vechi solifluctionat în marnele din bază

Depozitele gravitaționale însoțesc peste tot versanții abrupți unde loessul cu pietrișuri și nisipuri în bază se surpă ușor, iar cînd apar și marne sau argile, alături de surpări se produc și alunecări cu aspect mai complex, cum se observă în versantul stîng al Oltului și pe cel sudic al Burnazului, mai ales de la Daia la Căscioarele (fig. 18, A, B) apoi în văile Siretului, la Cosmești, Vedei, la Alexandria (fig. 18, C, D).

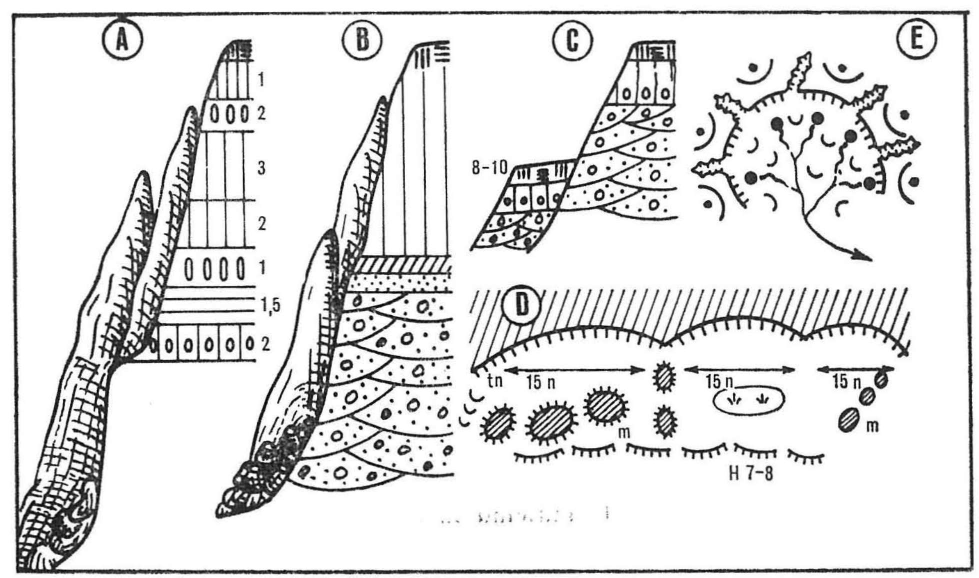


Fig. 18 — Depozite gravitaționale: *A* — *B* — surpări în loess; *C* — surpare cu alunecare în loc la Alexandria în versantul stîng al Vedei; *E* — idem cu alunecări vechi (*sus*) și noi într-un bazin torențial cu pînza freatică la zi; *D* — microrelief de monticuli (*m*) și torenți noroioși (*tn*) tot la Alexandria pe diferitele trepte de relief

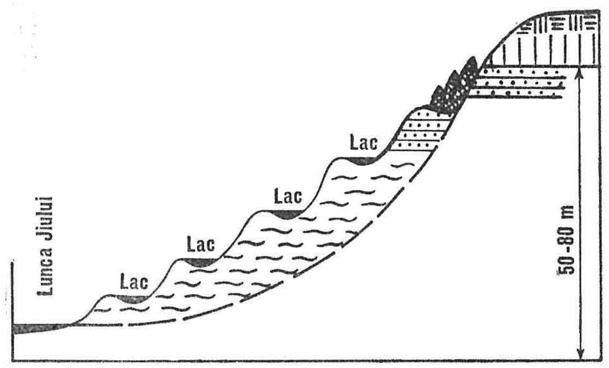


Fig. 19 — Depozite gravitaţionale — materiale din surpări şi alunecări la sud de Bucăvăţ în versantul drept al Jiului

Destul de rar apar şi unele depozite de torenţi noroioşi, cum se observă în dreptul fabricii de cărămidă din Alexandria.

Acţiunea proceselor gravitaţionale generează glacisuri în trepte, care impun măsuri de fixare, mai ales la nivelul pînzei freatice, situată la baza pietrişurilor de Frăteşti, cum este cazul pe latura de sud şi de vest a Burnazului (fig. 18, E) sau în valea Jiului (fig. 19).

Sub raport hidrogeologic, aceste depozite sînt influenţate de prezenţa orizonturilor freatice din depozitele situate în baza versanţilor, care pot genera în cuprinsul lor procese complexe de surpare-alunecare etc.

7. DEPOZITELE VULCANO-SEDIMENTARE

Acestea sînt reprezentate prin unele mici intercalaţii de tufuri vulcanice, care apar în cîteva profile semnalate în Cîmpia Română (vezi fig. 6).

Astfel, E. Liteanu (1953) a descris profilul dintre Drăgăneşti-Olt şi Dăneasa, situat în versantul stîng al văii Oltului. Aici este vorba de o mică intercalaţie de forma unei pene orizontale, care apare în complexul marnos roşcat de tip Burnaz şi care-i indică vîrsta respectivă.

T. Bandrabur ş.a. (1963) au descris un orizont destul de gros de 1,00—1,50 m în carierele de la Dobreşti-Toceni (valea Jiului) de culoare cenuşie-gălbuie, uşor poros, slab consolidat şi cu spărtură neregulată în care chimic predomină SiO_2 (44,14%) şi apoi Al_2O_3 (26,65%).

Culoarea gălbuie se datoreşte oxizilor de fier (limonit), care se găsesc diseminaţi în masa rocii. În cuprinsul acestui orizont, noi am remarcat prezenţa unor criostructuri foarte clare şi ele aparţin aceluiaşi orizont marnos ce acoperă pietrişurile în care s-a găsit *Archidiskodon meridionalis* Nesti (I. Maxim ş.a., 1968).

C. Ghenea (1967) a descris de asemenea, în dreapta Oltului, în Piemontul Getic pe valea Silea (la SV de Drăgăşani) o mică intercalaţie în cuprinsul nisipurilor şi pietrişurilor din bază în care se află şi *Equus stenonis*. Din analizele chimice efectuate s-a văzut că este vorba «de o sticlă cu fragmente colţuroase de hornblendă, piroxeni şi structură filamentoasă». E. Liteanu — T. Bandrabur (1959) şi A. Pricăjan (1962) ca şi alţii, le-au găsit în jurul oraşului Buzău.

Aceste tufuri vulcanice sînt rezultate din răspîndirea cenuşelor vulcanice pe cale aeriană în urma erupţiilor pleistocene ale vulcanilor carpatici, uneori remaniate în depozite mai noi, ele indicînd în acelaşi timp distanţa mare pînă la care au ajuns acestea la exteriorul munţilor.

8. DEPOZITELE ANTROPICE

Acestea reprezintă o categorie aparte, care deşi la scara naturii nu se impun decît foarte puţin, prin umpluturi de ramblee, de diguri-baraje, de movile,

gorgane, de platforme pentru construcţii etc. Ele constau din amestecuri de argile, nisipuri, pietrişuri, loess şi luturi argiloase, care ocupă întinderi variate, dar la scări foarte mici în raport cu depozitele naturale.

9. DIVERSE ALTE DEPOZITE

Ne referim în special la depozitele complexe, rezultate din îmbinarea celor expuse şi a căror origine este mixtă (aluvio-proluvială, deluvio-proluvială, fluvio-lacustră etc.). Amintim de asemenea şi prezenţa unor *cruste de săruri*, ce apar pe marginea lacurilor sărate în lunile secetoase, cum sînt Lacul Sărat—Brăila, Lacul Balta Albă şi altele. Sursa acestor săruri este legată în primul rînd de masivele de sare din zona subcarpatică prin transportul acestora prin apele freatice şi de suprafaţă. Nu este exclusă nici influenţa apei Mării Negre în timpul ultimelor transgresiuni, care s-au prelins în lungul culoarelor joase ale văilor mari (Siret, Dunăre).

C. SECTOARE-CHEIE, COMPLEXE STRATIGRAFICE ŞI PROFILE CARACTERISTICE

Din cuprinsul datelor geologice existente au fost sintetizate cele mai importante şi ale căror rezultate se pot generaliza la nivelul întregei cîmpii. Stabilirea acestora constituie problema de bază a evoluţiei paleogeografice.

Pentru uşurarea înţelegerii acestei evoluţii destul de complexe, am împărţit sectoarele-cheie în două categorii: *sectoare-cheie*, situate în zona centrală, vestică şi piemontană mai înaltă, cu caracter marginal, care se referă la faza cea mai veche, în raport cu cea următoare şi *sectoare-cheie*, situate în zona mai joasă, estică şi nord-estică, care scot în evidenţă evoluţia mai nouă a Cîmpiei Române.

În legătură cu stratigrafia depozitelor cuaternare din Cîmpia Română menţionăm de la început că analiza expusă mai jos are un caracter mai larg decît cea pur geologică (folosită de E. Liteanu, E. Liteanu şi colaboratorii, ca şi de aceştia singuri sau în colectiv), fiind vorba de *morfostratigrafie*, de înţelegere corelativă a depozitelor cu formele de relief şi cu procesele morfogenetice[1], care au avut un rol foarte important în litogeneza diferitelor depozite şi din care nu trebuie să lipsească cele loessice, analizate în strînsă legătură cu relieful, deci tot cu valoare morfostratigrafică.

În mod special subliniem rolul ce revine sub acest aspect, *sistemelor de terase*, cum sînt cele din Valea Dunării, care constituie un element morfostratigrafic de primă importanţă pentru Cîmpia Română a cărei geneză şi vîrstă este strîns legată de evoluţia reţelei hidrografice. Nu trebuie neglijat nici rolul ce-i revine neotectonicii (El. Hanganu, 1962), în cazul separării complexului de Cîndeşti cu cele două părţi — *una* mai veche şi cutată (Villafranchian I) şi *alta*, mai nouă, necutată (Villafranchian II).

1. SECTOARELE DIN REGIUNILE MAI ÎNALTE

Acestea se referă la *Burnaz*, *Valea Oltului*, *Valea Jiului*, *Piteşti-Burdea*, *Dîmboviţa—Teleajen* şi *Covurlui* şi au următoarele caracteristice expuse mai departe.

[1] Problema depozitelor corelative expusă pe larg de noi în *Geomorfologia României* (1973) n-a fost înţeleasă de recenzenţi (L. Badea — M. Dinu, 1975)

a) **Burnazul**. Acesta este situat pe latura dunăreană între Olt şi Argeş şi are aspect tabular.

Burnazul domină din toate părţile văile mai joase învecinate, iar forma de pinten prelung şi suspendat deasupra văilor marginale, cu numeroase deschideri naturale, scoate în evidenţă importanţa deosebită a acestuia pentru întreaga Cîmpie Română. Plecînd de aici, perspectiva înţelegerii evoluţiei paleogeografice se lărgeşte treptat spre vest, nord şi est. Am putea spune că Burnazul reprezintă *„cheia-cheilor"* în probleme de geologie şi geomorfologie a Cîmpiei Române. Aici apare la zi levantinul cu cele trei subdiviziuni ale lui după E. L i t e a n u (1953, *b*) (L. inferior, L. mediu şi L. superior), peste care se situează pietrişurile de Frăteşti (vezi fig. 7).

Tot aici se află punctul fosilifer *Uzunu*, (fig. 20, A) singurul din ţară, unde a fost descoperită de noi specia *Unio sturi* Hoernes, cu care se încheie seria paludinelor ce-şi au originea în Bazinul Panonic. Aceasta constituie o dovadă incontestabilă a prezenţei Dunării prin Defileul Porţilor de Fier şi care făcea legătura între Bazinul Panonic şi Bazinul Pontic, fapt confirmat şi pe cale petrografică, prin numeroasele pietrişuri şi bolovănişuri transportate de Dunăre pînă în Burnaz (vezi tabel 4). Acelaşi lucru apare şi în forajul de la Uzun (fig. 20, B), unde la 39 m adîncime este prezent P_4.

Cele două complexe litologice ce ies în evidenţă aici sînt depozitele psamopsefitice de Frăteşti şi depozitele psamo-pelitice de Uzunu.

Depozitele de Frăteşti sînt dispuse discordant pe cele levantine, discordanţa reprezentînd patul de eroziune al Paleodunării în faza de conuri-deltă după ieşirea din defileu, care s-a extins succesiv începînd de la sfîrşitul levantinului cînd s-a conturat marele con-deltă din sudul Piemontului Getic, stabilit pentru prima dată de noi (P. C o t e ţ, 1954). Aşa cum este normal, acesta este mai nou începînd de la vest la est, unde în Burnaz se încadrează în Villafranchian — faciesului psamo-psefitic cu *Archidiskodon meridionalis* Nesti, prezent în numeroase deschideri naturale (vezi fig. 7). Urmele acestui mamifer au fost semnalate în numeroase localităţi (Daia, Dăiţă, Bălănoaia, Frăteşti, Ghizdaru, Izvoru (Cacaleţi), Bogdana, toate aparţinînd cîmpului înalt şi cunoscute mai de mult din literatura geologică. La acestea, L. A p o s t o l (1973) a mai adăugat şi localitatea *Prundu*, unde *Archidiskodon meridionalis* Nesti asociat cu specia *Libralces gulliens* Azzaroli, care apar în orizontul grezos microconglomeratic ce aparţine tot depozitelor de Frăteşti, situate tot pe cîmpul înalt şi nu pe terasa înaltă, aşa cum socoteşte autorul citat.

Depozitele de Frăteşti apar în numeroase profile sub formă de blocuri conglomeratice mari, cum este la Pietrile, datorită cimentării lor prin spălarea calcarului din orizontul marnos superior. Spre vest se pot urmări în toate deschiderile naturale din valea Călmăţuiului, la localitatea Pietrile, la Cioara şi Şegarcea din Deal. Limita lor bazală este marcată peste tot de numeroasele izvoare, care indică apariţia bogatei pînze freatice.

La vest de Prundu, pietrişurile de Frăteşti apar în continuare la Greaca, la Căscioarele şi pînă la Chirnogi către care înclină uşor şi unde, unii cercetători le confundă cu depozitele teraselor respective (vezi fig. 7). Pe latura de nord, pietrişurile de Frăteşti apar la nivelul luncii Argeşului, cum este la Radovanu (fig. 20, C), iar la Uzunu, ele trec şi mai jos, aşa cum se vede din prezenţa fîntînilor cu cumpănă de la baza versantului abrupt. La Mironeşti, în punctul numit *Malul Roşu*, acestea nu apar la zi, iar nisipurile fine gălbui şi cenuşii conţin pietrişuri mărunte. Deasupra lor stă complexul marnos, calca-

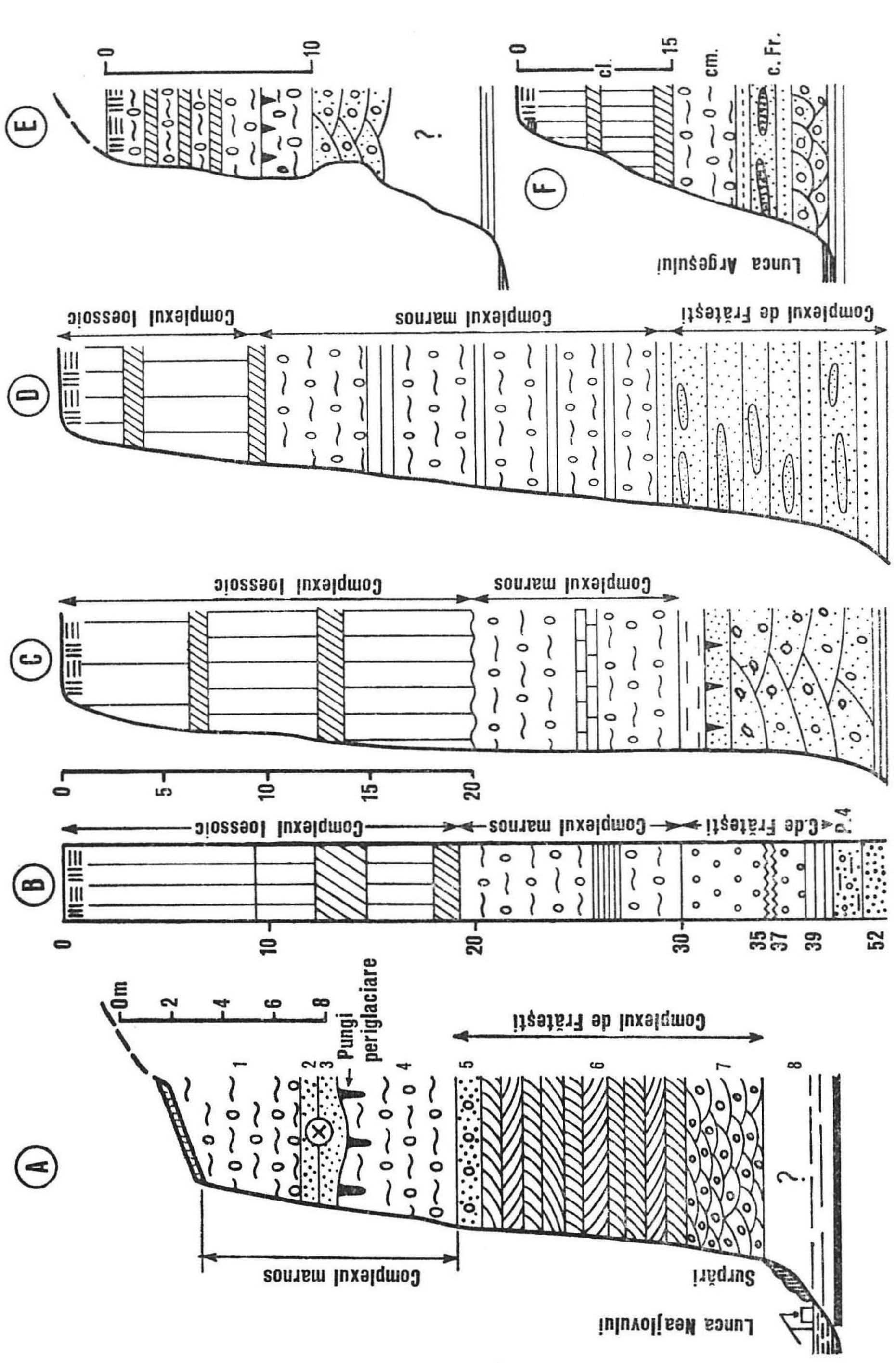


Fig. 20 — Profile geologice în Burnazul estic:
A — la Uzunu pe latura nordică; *x* — punctul fosilifer cu *Unio sturi*; *B* — forajul de la Uzunu sus pe cîmp; *C* — profilul de la Radovanu; *D* — profilul de la Mironeşti; *E* — profilul de la Stoeneşti; *F* — profilul de la Valea Popii (*cm* — complexul marnos; *c. Fr* — complexul de Frăteşti)

ros, fosilifer, gros de 15—20 m şi apoi loessul cu grosimi de 10—15 m (fig. 20, D).

Deasupra orizontului cu pietrişuri şi bolovănişuri, cu stratificaţie torenţială (bolovănişuri care în cariera de la Chirnogi ajung uneori la 80—100 kg) urmează o serie nisipoasă cu stratificaţie orizontală şi grosime variabilă, de la 3—4 m iar uneori, pînă la peste 8—10 m, aşa cum se vede la Mihai Bravu, Stoeneşti, Vieru etc. Pe latura dunăreană aceste nisipuri reprezintă, după poziţia lor deasupra pietrişurilor de Frăteşti, *un facies de albie* şi deci o continuitate de sedimentare. Pe latura nordică, unde sînt mai groase, ele se asociază mai strîns cu orizontul marnos, cenuşiu sau roşcat de Uzunu, cu un caracter lacustru mai evident, dar fără a avea caracter transgresiv, aşa cum socotea A. B â r s a n (1950).

Pietrişurile de Frăteşti apar deci ca un facies marginal conglomeratic, situat în bază, de unde se trece spre nord în interior la faciesul lacustru — cu nisipuri şi marne. Caracterul lacustru al acestor nisipuri cu stratificaţie orizontală iese în evidenţă şi prin prezenţa intercalaţiilor subţiri de calcare lacustre şi de gresii, cum se vede la Băneasa—Giurgiu, Vieru, Gogoşari, Mihai Bravu şi mai ales la Stoeneşti, Izvoarele şi Hotarele.

Profilul de la Uzunu şi importanţa lui geologo-stratigrafică. Aici, aşa cum se cunoaşte, într-o mică intercalaţie nisipoasă din cuprinsul orizontului marnos (fig. 20, A) se află o bogată faună de moluşte, în special de *Unio sturi* Hoernes şi *Unio rumanus* (Tourn), Al. Pavl., *Pisidium* (toate în situ), alături de resturi de valve remaniate de *U.* aff *clivosus* Brus., *Psilunio subclivosus* Teiss. şi *Pisidium* sp. (P. C o t e ţ — N. M a c a r o v i c i, 1962).

Orizontul marnos, cu multe concreţiuni calcaroase, a fost conturat prima dată de E. L i t e a n u (1953), care l-a atribuit pleistocenului mediu, şi pe care noi l-am socotit că aparţine pleistocenului inferior (P. C o t e ţ, 1966, *a*), schimbînd astfel cu totul imaginea paleogeografică la începutul cuaternarului şi lămureşte o serie de probleme legate de evoluţia regiunilor înconjurătoare, din vest, nord şi est.

Accentuăm asupra faptului că orizontul marnos de Uzunu nu trebuie confundat cu intercalaţiile marnoase la zi din orizontul de Mostiştea. De prezenţa marnelor de Uzunu este legată evoluţia solurilor din regiunile vestice şi nordice învecinate, Boianu-Burdea, Caracal şi Bucovăţ-Pleniţa, de tipul petrocalcic, ca şi crusta calcaroasă roşcată, care face trecerea la complexul loessic, descrisă de A. C o n e a (1970). Această crustă calcaroasă de tip mediteraneean constituie un reper morfoclimatic şi morfostratigrafic de mare importanţă paleopedologică şi hidrogeologică, asupra căreia revenim pe parcursul lucrării. Sub raport hidrogeologic, el constituie reperul principal în analiza forajelor, deoarece face de obicei trecerea de la depozitele loessice la structurile acvifere de pietrişuri şi nisipuri.

Dintre profilele analizate de noi, atragem atenţia asupra celui de la Naipu (fig. 20, E), unde se observă mai multe faze de solidificare prin formarea mai multor eluvii destul de groase. Complexele amintite, în grosime mai mică, apar şi la Valea Popii (fig. 20, F).

b) **Sectorul Valea Oltului** iese în evidenţă prin asimetria morfologică condiţionată de versantul stîng al acestei văi, care reprezintă şi buza înaltă a Burnazului şi Boianului, suspendată deasupra luncii cu cîteva zeci de metri. În acest versant oltean, abrupt, depozitele specifice sectorului precedent se succed începînd cu levantinul indicat mai înainte, apoi cu pietrişurile de Fră-

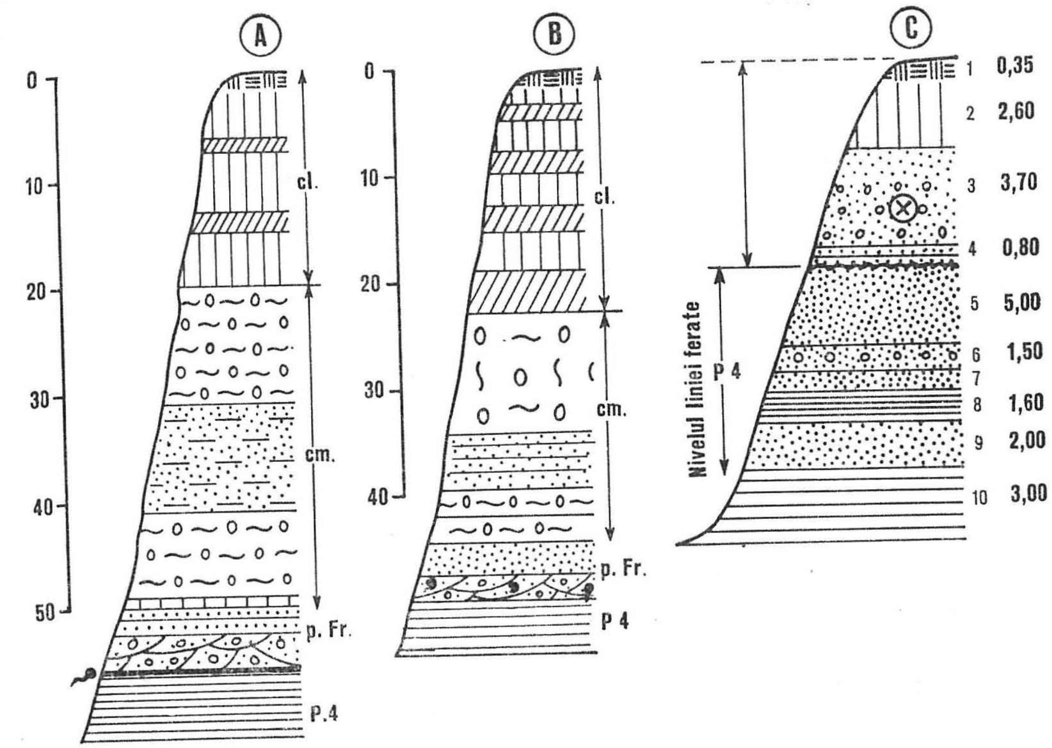


Fig. 21 — Profile geologice în Valea Oltului:
A — profilul de la Uda Paciurea; *B* — profilul de la Drăgăneşti-Olt; *C* — profilul de la Milcovu de jos (după G r. Ş t e f ă n e s c u): *1* — solul actual; *2* — loess; *3* — pietrişurile terasei Slatina cu P a r a c a m e l u s a l u t e n s i s (X); *4* — argile nisipoase; *5, 6, 7, 8, 9, 10* — depozite levantine-nisipuri, pietrişuri cu nisipuri şi argile fosilifere

teşti sau de tip Piteşti-Burdea şi marnele calcaroase de Uzunu, încheindu-se cu depozitele loessice.

Profile-cheie se întîlnesc peste tot în lungul versantului abrupt din care amintim pe cele de la Uda Paciurea şi de la Drăgăneşti-Olt (fig. 21, A, B). Ultimul ne oferă o secţiune mai complexă, datorită faptului că aici se termină terasa Coteana, cea mai înaltă treaptă fluviatilă a Oltului al cărui contact cu levantinul se vede clar. În figura 21, C, depozitele levantine apar sub pietrişurile terasei Slatina.

Tot în acest sector se află profilul geologic de la *Milcovu de Jos*, în care apar depozitele terasei Slatina şi în care G r. Ş t e f ă n e s c u (1894) a descoperit resturile primei cămile fosile din România (fig. 21, C), alături de alte mamifere între care şi *Mammontheus primigenius* Blumb., determinat greşit, aşa cum s-a dovedit ulterior de către G. M u r g o c i (1910) şi G. V â l s a n (1915), care au arătat prezenţa lui *Paleoloxodon antiquus* Falc.

Interpretînd acest profil, E. L i t e a n u — T. B a n d r a b u r (1957) au atribuit orizontului cu *Paracamelus alutensis* Stef., două vîrste — *pleistocen inferior* (Günz-Mindel) pentru resturile cămilei fosile şi *pleistocen superior* pentru cele de mamut. După noi, aşa cum arată altitudinea şi paleosolurile din loess, *terasa Slatina* face parte din treptele fluviatile înalte, ce aparţin fazelor de acumulare şi sculptare Günz şi Mindel (P. C o t e ţ 1957).

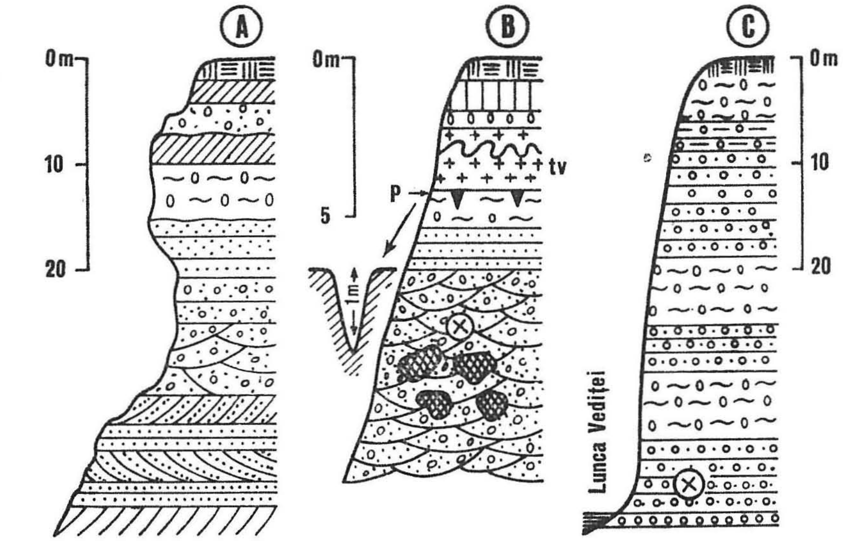


Fig. 22 — Profile în valea Jiului:

A — Bucovăț; *B* — Toceni-Dobrești; *tv* — tufuri vulcanice cu crioturbații; *P* — pungă periglaciară; *x* — orizont de pietrișuri și bolovănișuri cu *Archidiskodon meridionalic*; *C*—profilul de la Colonești — sud cu același rest fosil (**X**)

c) **Sectorul Valea Jiului** este cunoscut încă din timpul primelor cercetări geologice (S a b b a Ș t e f ă n e s c u, 1881, 1886), I. P. A r g e t o a i a, 1918) pentru bogata faună pliocenă de la Bucovăț și din tot versantul drept al văii Jiului. Levantinul are aici, peste tot, caracter fluvio-lacustru-deltaic în bază și se încheie cu un complex marnos-nisipos și cu rare pietrișuri la partea superioară, ce aparțin cuaternarului, ca și o parte din depozitele deltaice piemontane de la Bucovăț (fig. 22, A). Prezența complexului marnos cu diferite faze de solificare veche indică deja trecerea la o fază lacustro-continentală clară, sincronă cu marnele de Uzunu.

Un alt profil interesant, dar situat pe panta stîngă a văii Jiului în Dealul Gînsacu, care aparține interfluviului Jiu—Olt, se află în carierele de la Dobrești-Toceni, unde I. M a x i m — I. I o n e s c u și I. F i r u (1968) au descris resturi fosile de *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Equus stenonis* și *Cervus* sp., ce aparțin ca vîrstă Villafranchianului de tip Frătești (fig. 22, B).

Prin această descoperire se lămuresc multe probleme în legătură cu trecerea de la levantin la pleistocen, cît și cu privire la terasele Jiului, situate sub acest nivel de acumulare interfluvială, strîns legat pe latura sudică a Piemontului Getic, cu aspect de cîmpie înaltă. Cu acest profil, important și sub raport periglaciar se poate face ușor legătura cu sectoarele precedente și se clarifică schema stratigrafică, după care aici s-a considerat greșit că este vorba de *Mammontheus primigenius* Blumb, (E. L i t e a n u, T. B a n d r a b u r, 1957).

d) **Sectorul Plenița** este cel mai vestic, și importanța lui este dublă, atît pentru depozitele piemontane fluvio-lacustre ce aparțin cîmpiei înalte a Bălăciței, (Plenița-Bucovăț), cît și pentru depozitele pleistocene ale terasei Perișoru.

Primul profil geologic analizat este situat chiar în fruntea abruptă a Piemontului Getic, în cuprinsul Pleniței (vezi fig. 54 din lucrarea Cîmpia Olteniei, P. C o t e ț 1957), unde deasupra nisipurilor și pietrișurilor fluviolacustre stă complexul marnos cu intercalații de tufuri vulcanice, acoperit cu depozite loessice. În apropiere de acesta se află cariera de la Orodel, unde este citată prezența lui *Archidiskodon meridionalis* Nesti (L. A p o s t o l, 1972), precum și în alte localități. Tot aici la Plenița, dar la o altitudine mai coborîtă, se află Dealul Strîmb, cunoscut prin numeroase cariere de pietrișuri și nisipuri ce aparțin după P. C o t e ț (1957) terasei celei mai înalte a Dunării — terasa Perișoru.

Cercetările ulterioare, geologice și geomorfologice, efectuate de C. G h e n e a ș.a. (1963) și G h. N i c u l e s c u — V. S e n c u (1969) au dus la alte rezultate cu privire la vîrsta și extinderea terasei Perișoru.

C. G h e n e a ș.a. (1963), pe baza unui molar de *Dicerorhinus merki* Jag. au acordat depozitelor terasei amintite, vîrsta pleistocen mediu, iar G h. N i c u l e s c u — V. S e n c u (1969), o încadrează în terasa Cearîngu. Același lucru face și L. B a d e a (1969) în analiza regională a teraselor Dunării din Cîmpia Olteniei[1], unde confundă Dealul Cearîngului, cu unii martori izolați, dar acoperiți cu nisipuri și prafuri loessice, cu un rest de terasă dunăreană. Forajele executate aici (vezi fig. 14) nu confirmă această supoziție. În legătură cu prezența lui *Dicerorhinus merki* Jag., socotim că este o simplă eroare de determinare, sau de raportare la timpul geologic, ca și în cazul anterior de la Dobrești-Toceni (E. L i t e a n u — T. B a n d r a b u r, 1957).

Dealtfel, pentru toată Cîmpia Olteniei, schema stratigrafică a teraselor fluviatile folosită de C. G h e n e a ș.a. (1963) și de către alții este complet greșită, neținîndu-se seama și de alte elemente (paleosoluri, evoluția Dunării etc.).

e) **Sectorul Pitești-Burdea** se suprapune marelui con-deltă format de Argeș, pe direcție nord-sud, și care domină toată regiunea dintre Olt și Argeș. Acest complex de con-deltă ajunge în sud pînă în axa Cîlniștei, unde se îmbină strîns la vest, prin juxtapunere cu conul-deltă al Oltului, iar în sud cu cel al Dunării cu direcție contrară vest-est, de aceeași vîrstă villafranchiană, după prezența lui *Archidiskodon meridionalis* Nesti. În partea de sud, conul-deltă Pitești-Burdea se lățește mult și are forma unui evantai, scoasă în evidență de întregul fascicul de rîuri divergente, dintre Vedea și Argeș. Forajele și deschiderile naturale indică peste tot prezența stratificației torențial-încrucișată și orizontală, specifică piemonturilor marginale, subcolinare (fig. 22, C), dar care aici se prelungește mult spre sud, pe toată suprafața cîmpiilor Pitești-Burdea.

Vechimea acestor depozite piemontane este precizată de resturile de mamifere cu *Archidiskodon meridionalis*, descrise de E. L i t e a n u ș.a. 1967) la Colonești (fig. 22, C), apoi la Hîrsești (L. A p o s t o l — R. S t a n c u, 1968) și mai la sud, la localitățile Șerbănești, Mavrodin, Găvănești, Jupînești (L. A p o s t o l, 1968, 1974).

Prin punctul Buzești, resturile de *Archidiskodon meridionalis* Nesti, din cuprinsul sectorului Pitești-Burdea se leagă cu cele din sectorul Burnaz.

Complexul piemontan Pitești-Burdea reprezintă, după noi, prototipul depozitelor aluvio-proluviale și fluvio-lacustre, legate de Carpați, prezente în Cîmpia Română, și care poate înlocui denumirea de depozite sau Strate de Cîndești. În felul acesta s-ar evita confuzia ce se poate face separînd, așa cum s-a arătat, depozitele din cele două părți, inferioară și superioară — prima de vîrstă levantină și a doua, pleistocenă.

---

[1] Trecerea numelui meu pe harta teraselor Dunării din Oltenia s-a făcut fără știrea mea.

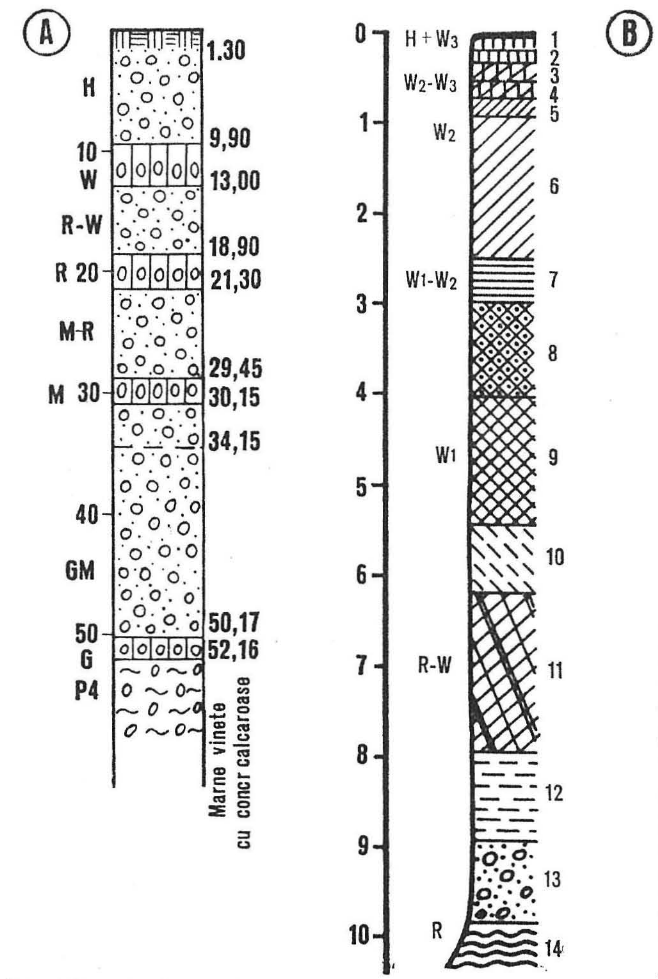


Fig. 23 — Profile în Cîmpia Ploieşti:
A — foraj Lindley-Coleanu interpretat de C. B r ă t e s c u; *B* — profil în Pintenul Măgurii (după M. S p i r e s c u s.a.: *1, 2, 3, 4, 5* — orizonturi ale solului actual, iar în rest luturi argiloase mai închise la culoare (*7, 8, 9, 11*) sau mai deschise (*10, 12*); *13* — pietrişuri şi nisipuri fluviatile; *14* — argila bazală, de vîrstă M—R după noi.

Depozitele piemontane de aici sînt sincrone cu cele de Frăteşti. În felul acesta se poate ajunge deci la un punct de vedere unitar, ţinînd seama că şi aici în sectorul Piteşti-Burdea, deasupra pietrişurilor cu *Archidiskodon meridionalis* Nesti, urmează complexul marnos-calcaros şi apoi complexul loessic.

Spre est, sectorul Piteşti ajunge după cît se pare pînă la valea Neajlovului, unde se resimte influenţa mai accentuată a mişcărilor de subsidenţă din zona de divagare. Analiza sondajelor din partea regională va aduce noi precizări în acest sens. Acest sector se mai remarcă şi prin *sistemul de terase* ale Argeşului cu caracter divergent în avale, dar care înaintează în nord pînă la Merişani, unde sînt bine dezvoltate. Dintre acestea, cele mai clare sînt terasele de 100—110 m, 60—65 m, 40—45 m şi 5—7 m a căror vîrstă începe cu pleistocenul inferior.

f) **Sectorul Dîmboviţa-Teleajen (Ploieşti)** este mai complex decît cel precedent şi el cuprinde atît elemente villafranchiene, cît şi altele mai noi. De el s-au ocupat I. P. I o n e s c u (1908) care a expus şi interpretat destul de sumar forajele executate la Crîngul lui Bot, în conul Prahovei, de către H. L i n d l e y şi M. C o l e a n u pentru alimentarea cu apă a oraşului Ploieşti. Acesta a sesizat succesiunea orizonturilor de nisipuri cu pietrişuri şi luturi galbene sau roşii cu Helix, pe care A l. D i m i t r e s c u - A l d e m (1911) le-a asemuit cu depozitele celor patru faze glaciare de la poala Alpilor, socotind că pietrişurile sînt legate de fazele mai umede, iar „loessurile" intercalate de fazele mai uscate, aride. C. B r ă t e s c u (1944—1945) le precizează mai bine vîrsta (fig. 23, A).

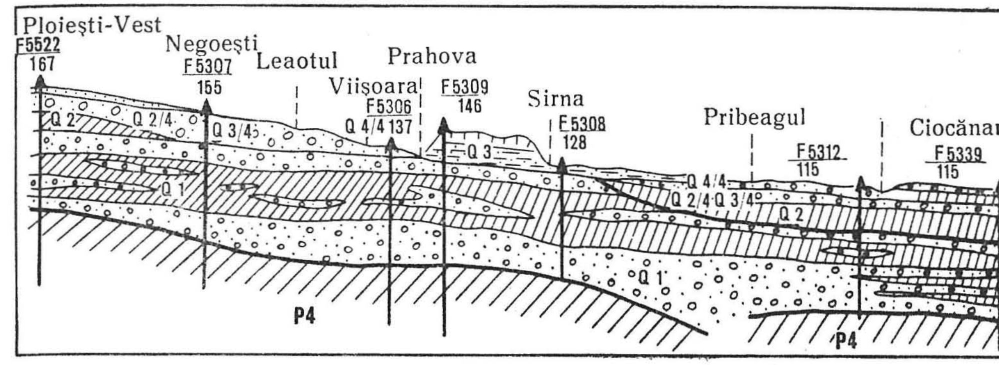


Fig. 24 — Secţiune geologică în Cîmpia Ploieştilor cu vîrstele respective (după E. L i t e a n u ş.a., cu unele modificări la pleistocenul superior)

G. M u r g o c i (1912) a arătat şi el schimbările litologice din conul Prahovei, ca şi prezenţa apelor arteziene în depozitele cuaternare şi pliocene din sectorul Ploieştilor, iar N. N. P o p p (1940) a descris morfologia conului Prahovei, terasele acesteia şi ale Teleajenului, ca şi afundarea acestora.

G h. N i c u l e s c u (1960) se ocupă de Pintenul Măgurii sau Cîmpia Înaltă a Cricovului Dulce şi de evoluţia reţelei hidrografice, iar M. S p i r e s c u ş.a. (1970) aduc o serie de noi precizări în legătură cu vîrsta teraselor Prahovei şi a Pintenului Măgurii (fig. 23, B).

Date geologice mai interesante sub raport stratigrafic găsim în lucrările lui E. L i t e a n u ş.a. (1967), în legătură cu întreg pleistocenul dintre Prahova şi Teleajen, ca şi cu cel situat mai spre est, pînă în valea Budureasa (E. L i t e a n u — T. B a n d r a b u r, 1959).

Din datele acestora, reţinem secţiunea generală (fig. 24) din care rezultă prezenţa levantinului pelitic în bază peste care stă, discordant am zice noi, pleistocenul inferior, destul de subţire, constituit dintr-un complex fluvio-lacustru (nisipuri, pietrişuri şi argile), care este asemănător cu depozitele de Frăteşti (partea superioară a Stratelor de Cîndeşti).

Din ceea ce urmează mai jos, reţinem, de asemenea, prezenţa pleistocenului mediu, argilos şi chiar argilo-nisipos, în forajele 5312 şi 5326, amplasate la sud de Pintenul Măgurii, de unde au fost recoltate o serie de moluşte fosile, care se încadrează în seria depozitelor de Mostiştea—Jegălia—Barboşi (tabelul 8).

Tabelul 8

Fauna de moluşte din sectorul Ploieşti
(după E. L i t e a n u, ş.a., 1967)

Poziţia	Adîncimea stratelor	Fauna de moluşte
Forajele 5312, şi 5326 din sudul Pintenului Măgurii.	15—25 m	*Pisidium amnicum* Müll., *Valvata piscinalis* Müll., *Valvata sulekiana* Brusina, *Lithoglyphus naticoides* Pferf., *Planorbis planorbis* Linnée.
Forajele 5522 şi 5532, situate, la sud de Ploieşti, pe direcţia Strejnic-Berceni	16—26 m	*Valvata piscinalis* Müll., *Valvata sulekiana* Brusina., *Lithoglyphus naticoides* Pferf., *Planorbis planorbis* Linnée, *Viviparus* sp.

Aceeaşi faună a fost semnalată şi mai departe în Cîmpia piemontană din estul Teleajenului, la Valea Călugărească (E. L i t e a n u, 1953), denumită fauna cu *Pisidium*, unde într-un pachet de argile nisipoase lacustre au fost recoltate: *Pisidium amnicum* Müll., *Pisidium clessini* Neum. şi *Limnaeus stagnalis* Linnée, care, de asemenea, aparţin complexului de Mostiştea. Aceluiaşi orizont cu *Pisidium* i se poate adăuga în continuitate de sedimentare şi orizontul argilo-nisipos, cu *Planorbarius corneus* Linné, *Pomatias castulatum* Rossm., ce apare pe văile Nicovani, Poienii şi Mieilor (E. L i t e a n u — T. B a n d r a b u r, 1959). Aceste depozite de argile nisipoase şi nisipuri argiloase pe care le denumim *complexul de Mizil*, au o mare extindere între valea Teleajenului şi Buzăului, situate sub o cuvertură de pietrişuri şi nisipuri mai noi. Acest complex confirmă prezenţa lacului Mindel-Riss în Cîmpia Română.

În Pintenul Măgurii acest complex se corelează cu argilele amintite de Gh. N i c u l e s c u (1960) şi corelate cu Stratele de Mostiştea şi cu cele descrise de M. S p i r e s c u ş.a. (1970), situate în baza profilului descris cu multe amănunte paleopedologice, (vezi fig. 23, B).

Cu aceste date geologice pleistocene, destul de complexe, se pot corela şi rezultatele forajelor mai vechi expuse de I. P. I o n e s c u (1908), unde succesiunea ritmică de pietrişuri şi nisipuri, cu argile roşii şi *Helix*, este cît se poate de clară, întregul material fiind de origine acvatică, deluvială aşa cum arată fauna citată de acest autor.

Prezenţa argilelor roşii nu are o bază climatică, ci se explică prin simpla spălare a argilelor roşii mai vechi, eocene sau pliocene, situate mai în amont. Aşa se explică şi culoarea roşie a pietrişurilor din terasele Cîmpina şi Băicoi, ce aparţin văii Prahovei, ca şi alte orizonturi roşii, situate în aval de Ploieşti şi analizate în partea regională.

Încheind expunerea acestui sector, subliniem importanţa lui sub raport morfostratigrafic pentru rezolvarea problemei centrale — *evoluţia lacului pleistocen* într-o regiune destul de complexă şi puţin lămurită pînă în prezent.

g) **Sectorul Covurlui** este ultimul din rama înaltă, marginală, situat în partea de nord-est. Două sînt profilele-cheie care interesează stratigrafia Cîmpiei Române.

Primul este profilul de la *Poiana*, important prin grosimea de 60 m a depozitelor loessice şi a pietrişurilor villafranchiene din bază, descris pentru prima dată de I. A t a n a s i u (1940) şi completat apoi de I. S î r c u (1963), sub denumirea de *Poiana-Nicoreşti*, care prin descoperirea a două măsele de *Archidiskodon meridionalis* Nesti în pietrişurile de la Grozăveşti (Nicoreşti) aduce o dovadă precisă asupra vîrstei villafranchiene a acestora. Cu privire la complexul loessic, acelaşi autor opinează că ultimul orizont din bază ar putea fi de vîrstă Günz, fapt confirmat de C. B r ă t e s c u (1944—1945), şi redat în figura 25, A.

În legătură cu aspectul de terasă, în raport cu fruntea abruptă a Piemontului Poiana-Nicoreşti, cu acelaşi caracter, la Cosmeşti şi mai la sud, se poate preciza astăzi că este vorba de o pseudoterasă tipică, o cîmpie piemontană retezată de eroziunea Siretului pe latura de vest, suspendată deasupra albiei acestuia, dar cu profil longitudinal piemontan.

Profilul de la Poiana-Nicoreşti este unul dintre cele mai caracteristice din ţara noastră pentru succesiunea stratigrafică completă şi unde trecerea de la villafranchian se face direct la complexul loessoid interpretat de cel mai mare morfostratigraf din ţara noastră, prof. C. B r ă t e s c u. Existenţa lacului

pleistocen pusă aici de I. S î r c u (1963) numai ipotetic, se poate sprijini însă pe cele două orizonturi argiloase cu *Helix* din cuprinsul pietrişurilor villafranchiene, indicate de către I. A t a n a s i u (fig. 25, A), considerate levantine şi de M. N i c o l e s c u (1965).

Al doilea profil — este cel de la *Tuluceşti* de care s-au ocupat S. A t h a n a s i u (1915), I. A t a n a s i u (1940), E. L i t e a n u (1960) şi C. G h e n e a — C. R ă d u l e s c u (1964). Ultimii, în afară de prezenţa lui *Archidiskodon meridionalis*, au mai descris şi alte resturi de animale mamifere (*Paracamelus alutensis* Stef., *Hippotigris stenonis* Cocchi., *Zygolophodon borsoni* etc.), care întăresc vîrsta villafranchiană stabilită de înaintaşii lor (fig. 25, B).

Pietrişurile din cele două profile expuse corespund destul de bine cuverturii mai întinse şi denumită pietrişurile de Bălăbăneşti de către V. S f i c l e a (1960), sincrone cu cele de Frăteşti.

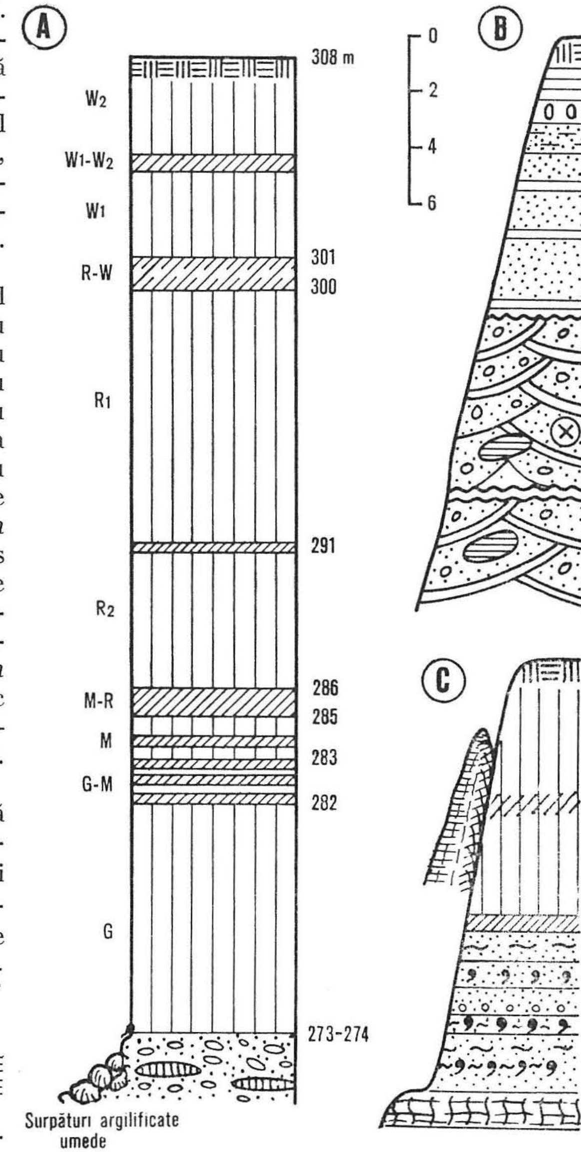


Fig. 25 — Profile geologice în Cîmpia Galaţi-Covurlui: *A* — profilul de la Poiana (după I. A t a n a s i u interpretat de C. B r ă t e s c u 1944—45) *B* — profilul de la Tuluceşti (după C. G h e n e a — C. R ă d u l e s c u): **X** — locul cu *Archidiskodon meridionalis*; *C* — profilul de la Barboşi Galaţi (după a u t o r)

2. SECTOARELE DIN REGIUNILE MAI JOASE

Acestea se referă la *Mostiştea, Bărăgan şi Brăila—Galaţi*.

a. **Sectorul Mostiştei.** Acesta corespunde complexului stratigrafic cu aceeaşi denumire şi apare în numeroase profile, cum este, în primul rînd, cel de la I. C. Frimu-Obileşti (fig. 26, a), descris de P. C o t e ţ—E. P r i s n e a (1957) cu un orizont de marne, unele calcaroase în bază, după cum urmează: nisipuri orizontale, fine, fosilifere (tabelul 9), cu pietrişuri din concreţiuni calcaroase şi criostructuri, apoi loessul gros de 8—10 m.

În alte profile geologice situate mai la sud, la Odaia Vlădichii și la Coconi (fig. 26, b), sub loessul cu 3—4 orizonturi de soluri fosile apare un strat de marne vinete, cu multe concrețiuni calcaroase, fosilifere și grosimi între 3—4 m și 8—10 m, avînd în bază fie argile (la Odaia Vlădichii), fie nisipuri cu pietrișuri din concrețiuni calcaroase și criostructuri foarte pronunțate (fig. 26, c). După cum se vede, orizontul marnos-calcaros concreționar reprezintă o intercalație în nisipurile de Mostiștea și el nu trebuie confundat cu orizontul marnos vinețiu și roșcat din Burnaz.

În orizontul superior de nisipuri a fost semnalată fauna de moluște, redată în tabelul 9 și pe baza căreia P. Coteț—E. Prisnea (1957) au atribuit complexului de Mostiștea vîrsta Mindel-Riss. Cu același complex se corelează nisipurile și argilele cu fauna respectivă (tabelul 9) descrise de E. Liteanu (1953) pe malul lacului Potcoava, la Găunoși, care le-a socotit greșit, de vîrstă pleistocen superior. Aceeași faună (*Sphaerium rivicula* Müller, *Planorbis* (*Tropodiscus*) *planorbis* Müll. *Unio* sp. apare și în nisipurile de la Mînăstirea. Un alt profil geologic situat tot pe valea Mostiștei este cel de la Gurbănești—Codreni, descris de P. Coteț (1965) în care L. Apostol (1965) a găsit un schelet de *Mammuthus trogontherii* Pohl. și a cărui poziție se vede în fig. 26,d.

Prezența acestui mamifer ca și a celui descris în profilul de la Malul Dărîmat (El. Hanganu—C. Mărgescu, 1973) la care noi, (P. Coteț și Gh. Florea)[1] am adăugat un alt molar de *Mammuthus trogontherii Pohl* din altă localitate, situată în apropiere, Vlad Țepeș confirmă vîrsta Mindel-Riss, pentru tot complexul de Mostiștea. Acesta este prezent și în subsolul Capitalei, sub orizontul pietrișurilor de Colentina prin nisipuri argiloase, argile nisipoase în care se află o bogată faună de moluște (*Planorbis corneus* Müll., *Pisidium* sp., *Sphaerium rivicula* Leah., *Bithynia tentaculata*, *Unio* sp., care indică un mediu dulcicol, lacustro-mlăștinos.

b. **Sectorul Bărăgan** reprezintă o continuare a celui precedent cu aceeași faună, dar pe o suprafață mai mare. Prima secțiune geologică descrisă aici a fost sondajul de la Mărculești, prezentat de ing. C. Alimănișteanu în 1895, analizat stratigrafic de Sabba Ștefănescu (1897) și petrografic de L. Mrazec (1899). Deschiderile naturale cele mai bune apar în tot lungul versantului drept al Ialomiței între Coșereni și Țăndărei (fig. 27), ca și în versantul dunărean, în malul stîng al Borcei, la localitatea Stelnica (fig. 28) și în forajul de la Jegălia (fig. 26, e), două puncte fosilifere foarte importante.

La Mărculești pe o grosime de 71,80 m au fost stabilite trei complexe litologice — *loess nisipos*, *nisipuri loessice* și *nisipuri alternînd cu pietrișuri*, predominante fiind nisipurile.

În ultimul complex, Sabba Ștefănescu (1897), afară de numeroase cochilii de moluște terțiare și cretacice (Belemnites), la adîncimea de 38—71 m a găsit *Corbicula fluminalis* Müll, ca și la Barboși, dar pe care o consideră remaniată. Sub raport petrografic, L. Mrazec (1899) a constatat predominarea pietrișurilor carpatice.

În toate profilele urmărite de noi și în care predomină nisipurile fine cu stratificație orizontală, sînt prezente diferite forme specifice mediului fluvio-lacustru și lacustro-mlăștinos.

Profilul de la Fetești—Stelnica se află în versantul abrupt al Borcei, unde pensionarul V. Stănescu (din Fetești Gară) a descoperit un molar de

[1] Lucrare în manuscris.

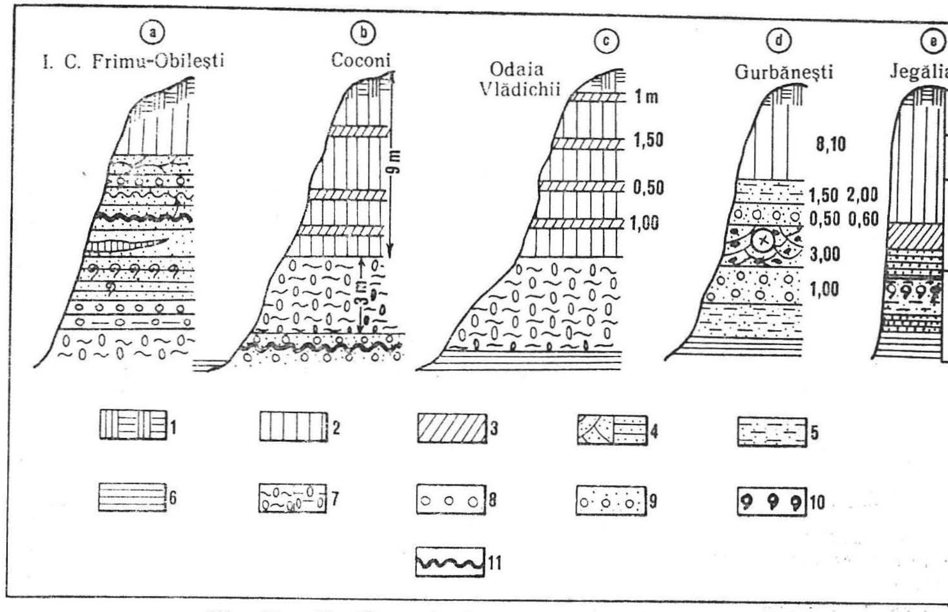


Fig. 26 — Profile geologice în bazinul Mostiștei și în Bărăganul de sud:
1 — solul actual; 2 — loess; 3 — soluri fosile; 4 — nisipuri încrucișate sau orizontale; 5 — nisipuri argiloase; 7 — marne; 8 — pietrișuri din concrețiuni calcaroase; 9 — nisipuri cu concrețiuni calcaroase; 10 — orizonturi fosilifere; 11 — criostructuri

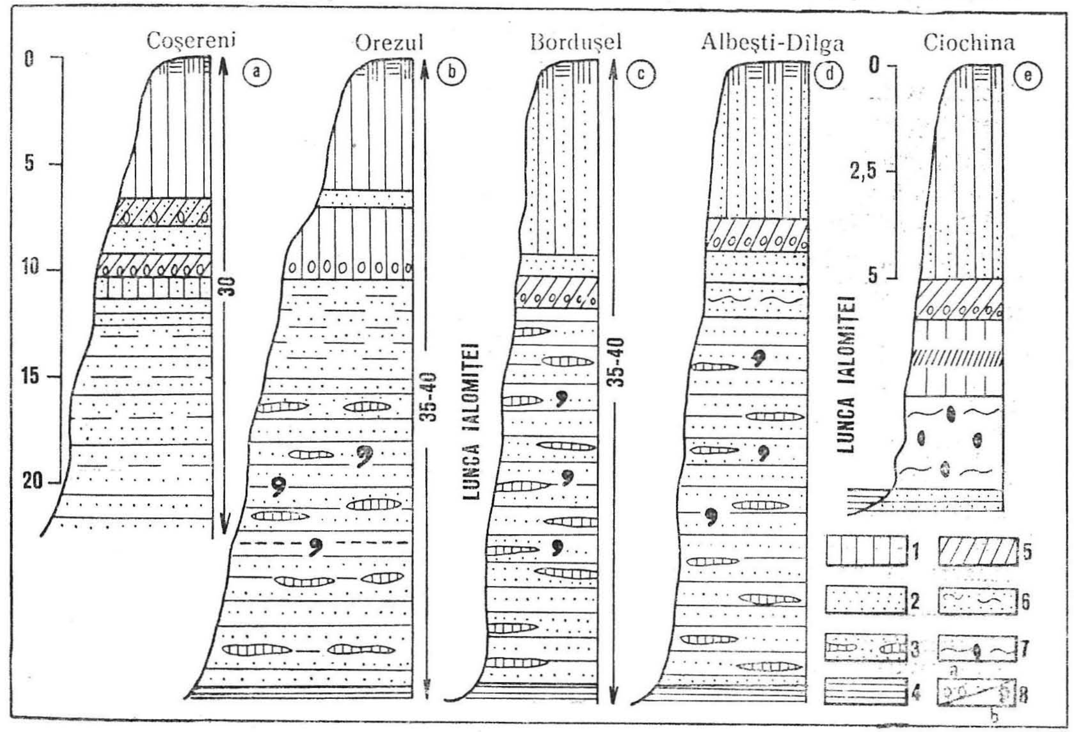


Fig. 27 — Profile în versantul drept al Ialomiței (Bărăganul de sud):
1 — loess; 2 — soluri fosile; 3 — nisipuri cu gresii dure; 4 — argile; 5 — soluri fosile; 6 — nisipuri argiloase; 7 — marne calcaroase; 8 — concrețiuni calcaroase (*a*); fosile (*b*)

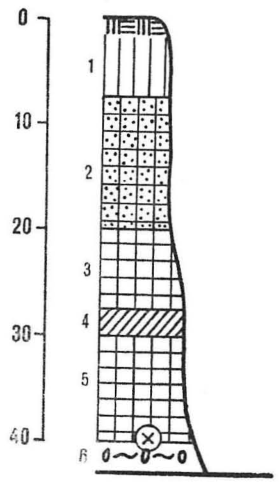


Fig. 28 — Profilul de la Stelnica în versantul abrupt al Borcei:

1 — loess; *2* — nisipuri loessice; *3* — argile nisipoase; *4* — soluri fosile; *5* — argile nisipoase; *6* — orizont marnos-argilos roşcat, calcaros
x — locul unde s-au găsit resturi de *Mammuthus trogontherii* Pohl

Mammuthus trogontherii[1], a cărei poziţie stratigrafică se vede în fig. 28. Din analiza acestui profil se vede că ceea ce se consideră loess în Bărăgan nu corespunde întru totul, aici fiind vorba în bază de un orizont roşcat, care se prelungeşte din Dobrogea de pe versantul stîng, dar care se află într-o poziţie mai coborîtă, datorită unei mici denivelări recente (fig. 29). Mai sus urmează nisipuri fine cu stratificaţie orizontală la baza cărora a fost găsit molarul amintit, iar la partea superioară se află loessul.

Iată deci şi aici prezenţa nisipurilor de Mostiştea şi cu aceeaşi faună de mamifere, confirmată şi de descoperirea recentă a unor resturi de *Mammuthus trogontherii* în piscul (promontoriul) de la Crăsani[2].

Alt profil geologic interesant sub raport paleontologic este săpătura pentru fîntîna de la G.A.S. Jegălia (vezi fig. 26, e) descris de P. C o t e ţ—N. M a c a r o v i c i (1962). Fauna de la Jegălia se poate urmări în tabelul 9 din care se văd raporturile strînse cu cea de Babele—Barboşi.

În concluzie, fauna de Jegălia şi Stelnica corespunde cu cea de Mostiştea şi Barboşi—Babele. Toate aceste elemente paleontologice (moluşte şi mamifere) întăresc şi confirmă vîrsta Mindel-Riss a nisipurilor din baza loessului, care se prelungesc din Mostiştea în Bărăgan, precum şi în Vlăsia, apoi în zona piemontană Ploieşti (vezi fig. 23, B).

Încheiem acest sector cu cîteva aspecte cu privire la pietrişurile de Bărăgan, care în afară de punctul Mărculeşti au fost puse în discuţie de E. L i t e a n u (1956), considerîndu-le în acelaşi timp sincrone cu cele de la Frăteşti.

Avînd în vedere întinderea şi grosimea lor mare, noi le-am denumit *„Pietrişuri de Bărăgan"* (P. C o t e ţ, 1966) dispuse sub forma unor conuri-delte în care acţiunea Dunării a fost predominantă. În ce priveşte vîrsta lor, ea nu este peste tot aceeaşi, ele putînd fi şi mai vechi — levantine, dar şi mai noi, günz-mindeliene (cromeriene-tiraspoliene), aşa cum rezultă din datele faunistice din forajul de la Brăila, iar cele de sub bălţile Ialomiţei şi Brăilei, chiar mai noi, ele reprezentînd în parte aluviunile teraselor superioare ale Dunării, scufundate (vezi tabel 7). Asupra acestor pietrişuri revenim mai departe la partea regională.

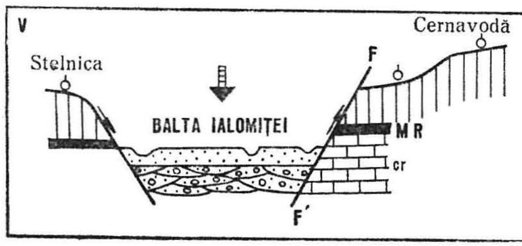


Fig. 29 — Profil transversal cu denivelare tectonică recentă post M-R: MR — marne-argile roşcate; cr — cretacic; F-F' — falia Dunării

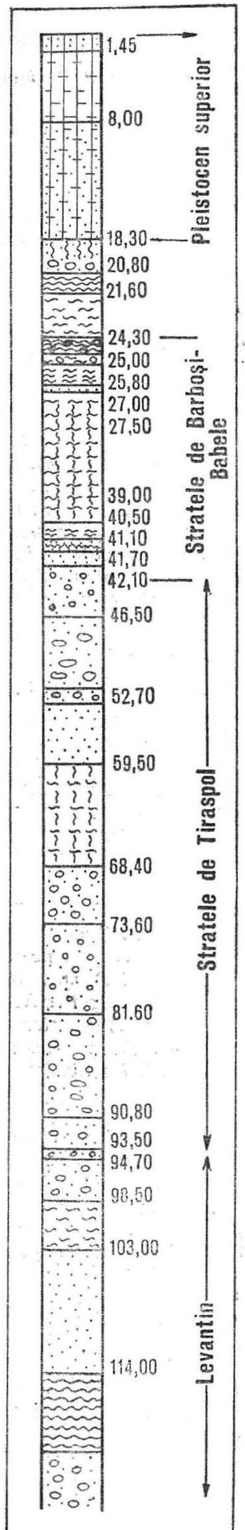
[1] Determinat de L. A p o s t o l — 1957 — căruia îi mulţumim pe această cale, ca şi celui care l-a descoperit.

[2] Informaţie P a u l P o p o v i c i, învăţător din comuna Ciocăneşti, satul Smîrdan.

Tabelul 9

Fauna de moluşte din bazinul Mostiştei şi din Bărăgan

Profilul	Orizontul	Fauna de moluşte
I.G. Frimu	Nisipuri	*Unio sp.*, *Sphaerium rivicula* Leach., *Corbicula fluminalis* Müll. *Galba truncatula* Müll., *Valvata piscinalis* Müll.
Coconi-Piscu	Marne	*Valvata piscinalis* Müll., *Planorbis* (*Tropodiscus ombilicatus*) Müll., *Planorbis planorbis* Müll., (după *E.* L i t e a n u, 1953).
Găunoşi-Potcoava	Marne şi nisipuri	*Corbicula cf. fluminalis* Müll., *Valvata piscinalis* Müll., *Valvata sibinensis sibinensis* Neum., *Pisidium priscum* Eich. *Pisidium amnicum* Müll., *Pisidium clessini* Neum., *Sphaerium rivicula* Leach., *Planorbis planorbis* Linné, *Planorbis* (*Tropodiscus*) *ombilicatus* Müll., *Planorbis corneus* Liné, *Vivipara diluviana* Kunth., *Bithynia gracilis* Sand., *Anisus* (*Spiralina*) *vortex* Linné, *Pisidium* sp., *Melanopsis* (după E. L i t e a n u, 1953).
I.A.S. Jegălia		*Megarensis fuchs* var., *V. sadleri-alta* Neum., *V.*, *aff. grandis.* Neum., *V. romaloi* Cob., *V. getica* Al. Pavl. var., *V. diluviana* var. *crassa* Kunth., *V. craiovensis* Por. non Sabba, *V. istriena* Al. Pavl., *V. maldarescu* Cob., *Lithoglyphus naticoides* C. Pfeif., *Theodoxus danubialis* C. Pfeiff., *Valvata* sp., *Unio pictorum L.*, *Unio pictorum* var. *Corbicula fluminalis* Müll. *Sphaerium corneum L.* întîlnită în nisipuri argiloase la 22—26 m.
Brăila-Abator	24,30—25,00 m 39,00—40,50 m	*Stratele de Barboşi-Babele*: Marnă nisipoasă cu *Melanopsis* (*Fagotia*) *esperi* Fer, *Valvata piscinalis* Müll., *Vivipara* sp., *Sphaerium* (*Cigelos*) sp., la 25.08—27.00 m marnă nisipoasă: *Vivipara getica* Al. Pavl., *Vivipara* sp., *Melanopsis* (Fagotia) *acicularis Fér.*, *Melanopsis* sp.; la 39,00—40,50cm (nisip argilos negricios) cu *Valvata cf. pulchella* Studer.
	42,10—46,50 m	*Strate de Tiraspol* (Cromerian, Günz-Mindel). La 42.10—46.50 m nisip argilos cu *Vivipara tiraspolitana* Al. Pavl., *Vivipara ex gr. romaloi* Cob., *Valvata piscinalis* Müll., *Unio aff. pictorum*; la 45.50—52.00 m nisipuri fine cu *Vivipara tiraspolitana subcrassa* Lungersch., *V. romaloi* Cob., *Melanopsis cfr. covurliensis* Cob., *Unio* sp., la 52.70—54.00 m cu nisipuri fine cu *Lithoglyphus fuscus* (Ziegler) Cob., *Valvata piscinalis* Müll., *Unio sp*, *Dreinssensia* sp.; la 81—30—90.80 m cu nisipuri cu *Vivipara tiraspolitana* Al. Pavl., *V. tiraspolitana var. subcrassa* Lungersch., *Vivipara* sp., *Unio* sp.; la 90,80—93,50 m nisipuri cu *Lithoglyphus fuscus* (Ziegler) Cob., *Vivipara sp.*, *Valvata sp.* şi *Pisidium amnicum*, iar la 93,50—94,70 m nisipuri cu *Unio* sp.



c. **Sectorul Brăila – Galaţi** este situat de o parte şi de alta a văii Siretului. În Cîmpia Brăilei este cunoscut complexul de nisipuri argiloase pe care stă loessul şi în care la Chişcani, L. A p o s t o l – V l. O l a r u (1966) au semnalat prezenţa lui *Mammontheus primigenius* Blumb. Fauna de moluşte ce se găseşte tot în nisipurile de sub loess, descrisă de G r. Ş t e f ă n e s c u (1886) la Gropeni şi Tichileşti constă în *Unio*, *Paludina*, *Dreissensia*, *Melanopsis*.

Sondajul de la Abatorul din Brăila. Acesta depăşeşte 100 m adîncime şi ajunge pînă în pliocen, străbătînd mai întîi loessul, după care trece în depozitele de Barboşi–Babele, apoi în depozitele de Tiraspol, după aceea în levantin (fig. 30), cu orizonturi bogate în fosile, redate în tabelul 9. Depozitele de Barboşi–Babele apar în multe profile, dar cel mai caracteristic este profilul din gara Barboşi (v. fig. 25, C), unde N. M a c a r o v i c i (1960) descrie în argile şi nisipuri cu o bogată faună cu: *Didacna pontocaspia* Al. Pavl., *Corbicula fluminalis* Müll., *Corbicula jassensis* Cob., *Pisidium covurluensis* Cob., *Adacna plicata*, diferite vivipare (*V. diluviana gracilis* Junk., *V. geticus* Al. Pavl., *V. calverti* Neum.), apoi *Melanopsis acicularis* Per., *Hydrobia grandis* Cob. şi altele.

Din cele expuse pînă aici se conturează liniile generale ale evoluţiei Cîmpiei Române, prin cele două faze paleogeografice mari: *villafranchiană*, scoasă în evidenţă de sectoarele mai înalte şi *pleistocenă medie*, conturată de sectoarele mai joase (fig. 31), expuse amănunţit mai departe.

D. LACUL PLEISTOCEN ŞI FORMAREA REŢELEI HIDROGRAFICE

Acestea reprezintă două probleme centrale ale evoluţiei şi genezei Cîmpiei Române, strîns legate între ele, dar care tratate separat, ca pînă acum, nu pot fi bine înţelese. Reţeaua hidrografică principală o constituie Dunărea şi afluenţii ei carpatici al căror aport a fost dominant (datorită unei acţiuni tectonice pozitive mai puternice a Carpaţilor şi Subcarpaţilor) în raport cu rîurile balcanice, cu aport foarte redus, datorită rigidităţii mai pronunţate a Podişului Prebalcanic pe care-l traversează rîurile din R. P. Bulgaria.

Datorită propriilor depozite şi ale afluenţilor carpatici, Dunărea a fost dirijată iniţial de la ieşirea din defileu spre SE pe direcţia Craiova–Toceni–Alexandria–Frăteşti–Radovanu, adică dinspre sudul Podişului Getic spre

Fig. 30 — Sondajul de la Abatorul Brăila cu limitele stratigrafice stabilite de prof. N. M a c a r o v i c i şi cu litologia respectivă

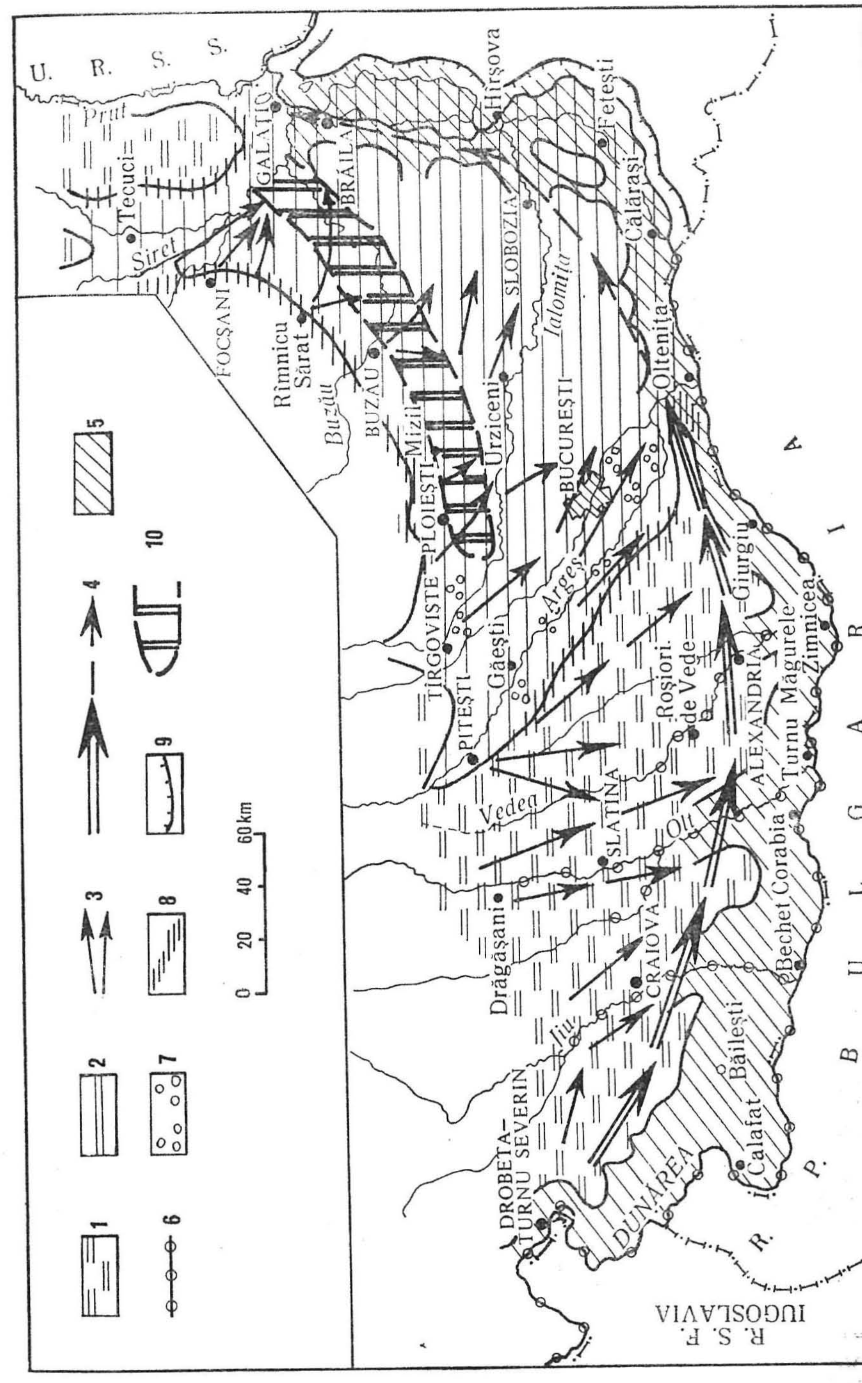


Fig. 31 — Evoluţia paleohidrografică a Cîmpiei Române: 1 — suprafaţa relictă fluvio-lacustră villafranchian II; 2 — idem, a lacului pleistocen mediu (M—R); 3 — aportul rîurilor carpatice afluente Dunării; 4 — aportul Dunării; 5 — spaţiul de evoluţie al Dunării în cadrul văii actuale; 6 — văi cu terase continue; 7 — sectoare cu cariere de pietriş; 8 — zona de contact dintre cele două sectoare mari lacustre, faleze probabile ale lacului pleistocen mediu, acoperite cu loess pe latura piemontană; 9 — faleză pleistocenă pe malul dobrogean; 10 — sectorul din care lacul pleistocen superior — holocen s-a retras cel mai tîrziu

Burnaz. Ea a fost apoi împinsă şi mai mult sub influenţa aluviunilor transportate direct de Jiu, Olt şi Argeş în Dunăre, chiar sub fruntea Podişului Prebalcanic. Aşa se explică şi dezvoltarea mai mare a teraselor Dunării pe malul românesc, în raport cu cele de pe dreapta.

1. LACUL CUATERNAR, DUPĂ I. P. VOITEŞTI (1936)

Prezenţa unui lac cuaternar în Cîmpia Română a fost schiţată încă din 1936 de către I. P. V o i t e ş t i[1] în cadrul evoluţiei paleogeografice generale a României. Acest lac cu extindere foarte curioasă ocupa întreaga cîmpie a Olteniei pînă la gura Oltului, de unde era mărginit spre sud şi est, de uscatul format de Burnazul estic şi de Bărăgan pînă la Brăila. Marginea lui nordică trecea mai în amont de Galaţi şi apoi pe teritoriul U.R.S.S.

I. P. V o i t e ş t i explică prezenţa uscatului în Burnaz şi Bărăgan prin semnalarea unor pietrişuri balcanice la Tonola şi Mărculeşti, dar care, după noi, nu sînt predominante, ci numai elemente izolate, aşa cum dealtfel rezultă şi din analiza efectuată de L. M r a z e c (1895) asupra pietrişurilor de la Mărculeşti.

După cronologia lui bazată pe cele trei subdiviziuni: *preglaciar*, *glaciar* şi *postglaciar*, lacul era considerat de vîrstă preglaciară şi a durat puţin pînă în glaciar, iar Dunărea s-a înfiripat abia la începutul epocii Riss şi curgea pe la Bucureşti (!). În postglaciar, socoteşte el că s-au format loessul şi solul actual.

În general, problemele puse de I. P. V o i t e ş t i sînt încă destul de confuze, iar prezenţa acestui lac în NV-ul cîmpiei oltene de la Băileşti spre Drobeta-Turnu Severin, unde terasele Dunării sînt foarte clare, ni se pare destul de hazardată, ca dealtfel, întreaga lui ipoteză.

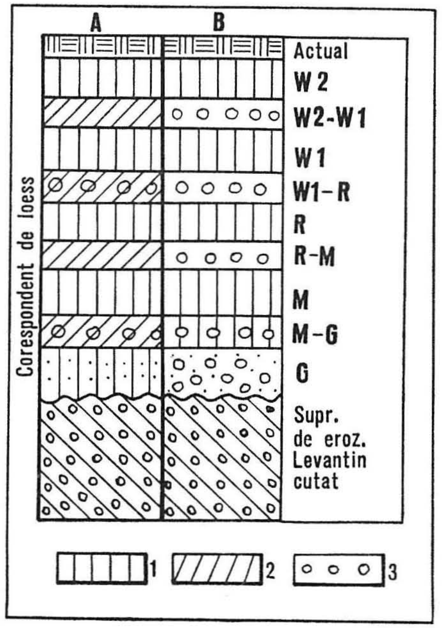


Fig. 32 — Scara stratigrafică folosită de C. B r ă t e s c u:
A — pentru depozite loessice; *B* — pentru depozite piemontane

2. LACUL CUATERNAR, DUPĂ C. BRĂTESCU (1944—1945)

Acest aspect din paleogeografia Cîmpiei Române a făcut obiectul unui curs ţinut studenţilor la Facultatea de ştiinţe, secţia geografie. Manuscrisul a fost depus prin testament la Biblioteca Academiei R. S. România. Din notiţele foştilor studenţi, spicuim cîteva din ideile lui principale. Metoda folosită constă în analiza amănunţită a profilelor geologice din nord-estul, estul şi sudul Cîmpiei Române, pînă în Burnaz, acolo unde numărul orizonturilor de loess şi soluri fosile este mai clar, ca şi analiza stratelor din baza loessului şi a resturilor fosile respective. Atenţia cea mai mare a acordat-o *C. B r ă t e s c u* Bărăganului în general, regiunii piemontane şi părţii de sud a Podişului Covurluiului, pe baza unei scheme precise (fig. 32) şi pe analiza a numeroase profile ridicate pe

[1] Mai înainte de el, R. S e v a s t o s (1907) s-a ocupat de lacul pleistocen din sudul Moldovei.

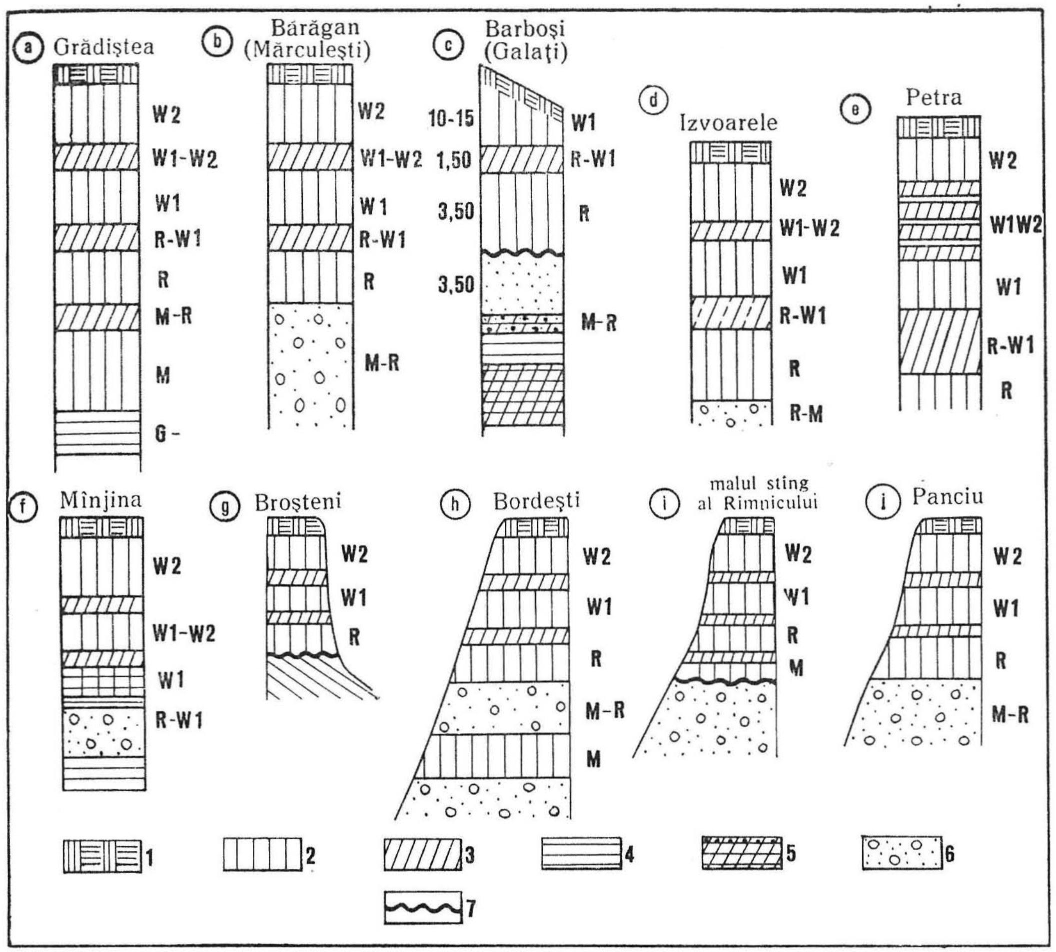


Fig. 33 — Stratigrafia depozitelor din diferite profile analizate de C. B r ă t e s c u (1944—45):
1 — solul actual; *2* — loess; *3* — soluri fosile; *4* — argile; *5* — argile-marne nisipoase; *6* — pietrişuri cu nisipuri; *7* — discordanţe

teren (fig. 33). El a considerat că regiunea-cheie a retragerii lacului cuaternar o reprezintă nodul hidrografic de la confluenţa Siretului cu Dunărea.

C. B r ă t e s c u (1938) socotea Burnazul ca o terasă dunăreană de vîrstă Günz (pleistocenul cel mai vechi după el, iar în restul cîmpiei pînă la Brăila, lacul s-a retras treptat, astfel în Mindel-Riss, el acoperea Bărăganul de sud, care a devenit uscat de Riss; în Bărăganul de mijloc, acesta exista în faza Riss-Würm I, iar în Cîmpia Brăilei, în faza Würm I—Würm II. Între profilele şi forajele analizate de către C. B r ă t e s c u în regiunile Mostiştei şi Bărăgan amintim pe cel de la Grădiştea din Cîmpia Neajlovului, apoi de la Coconi, Platoneşti, Buliga, Mărculeşti, Cuza Vodă, Viziru, Şuţeşti şi altele (fig. 33).

În legătură cu sectorul cîmpiei piemontane a Rîmnicului, considerată greşit de către G. V â l s a n ca un podiş, C. B r ă t e s c u precizează că ea nu este decît „o serie de conuri de dejecţie conjugate din prundişuri levantine remaniate". La nord de cîmpia piemontană a Rîmnicului acesta s-a ocupat

de profilele de la Dărîmaţi şi Bordeşti pe Rîmnic, Răstoaca pe Rîmna, Broşteni pe valea Milcovului, Cetăţuia la nord de Focşani, apoi Goleşti, Panciu (Rîpa Haulită), Mirceşti etc., cărora le stabileşte vîrsta „*considerînd că fazelor glaciare le aparţin argilele galbene, iar celor interglaciare, argilele mai închise la culoare* (vinete, negre, cafenii, roşcate), datorită spălării humusului cafeniu, roşcat sau brun" (C. B r ă t e s c u, 1944—1945). Pe latura Podişului Covurlui s-a ocupat de profilele de la Izvoarele (unde primul uscat apare în epoca Riss, precedată de lacul Mindel-Riss), Petra, Barboşi (aici lacul datează tot din Mindel-Riss), Mînjina, Cudalbi, Corod şi Negrileşti. Ultima unitate pe care a analizat-o a fost Cîmpia Siretului inferior.

În legătură cu aceasta se tratează şi problema Buzăului a cărui deviere o consideră de dată recentă, ca şi limanele de pe partea stîngă, care s-au format după faza Würm II.

Un alt aspect relevat de C. B r ă t e s c u este legat de deformarea teraselor din zona de curbură pe baza legii stabilită de el în 1940 în lucrarea cu privire la oscilaţiile de nivel ale Mării Negre (vezi P. C o t e ţ, 1973, *legea lui C. Brătescu*). Aici arată el cum se poate stabili proporţia mişcărilor epirogenice şi chiar timpul cînd au avut loc, plecînd de la comparaţia cu scara *Dépéret* şi cu cronologia stabilită de el. Pentru aceeaşi regiune de contact, C. B r ă t e s c u aminteşte şi unele falii de dată destul de recentă, în raport cu faza tectonică valahă.

Spre vest, în sectorul Bucureşti—Ploieşti—Buzău, problema lacului cuaternar a rămas neprecizată la C. B r ă t e s c u, sau mai bine zis neexpusă de el, aşa cum rezultă din notiţele consultate.

3. LACUL CUATERNAR, DUPĂ N. M. POPP (1947)

Lucrarea lui N. M. P o p p (1947) a urmat imediat după aceea a lui C. B r ă t e s c u (1944—1945) în care autorul respectiv vorbeşte de uscatul Cîmpiei Române, format în urma retragerii succesive a lacului cuaternar, adică pozitivul şi nu negativul unei fotografii.

N. M. P o p p (1947) pleacă de la rezultatele mai vechi ale lui G. V â l s a n (1915), C. B r ă t e s c u (1938) şi cele proprii din Subcarpaţi (N. M. P o p p, 1938), accentul căzînd asupra sistemelor de terase şi pe analiza hărţii geologice, scara 1:500 000, care redă o serie de foraje noi. Sesizînd numărul şi vîrsta diferită a teraselor fluviatile din Subcarpaţi şi din lungul Dunării, ca şi din văile inferioare afluente Dunării, corelată cu lipsa teraselor din zona de divagare (subsidenţa actuală), N. M. P o p p arată formarea succesivă a Cîmpiei Române, începînd de la Olt în Burnaz şi pînă în valea Siretului, adică începînd din faza Günz şi pînă în faza Würm II, specifică cîmpiei de divagare.

Din cele două teze expuse (C. B r ă t e s c u, N. M. P o p p), rezultă clar, *poligeneza Cîmpiei Române* atît între Olt şi Argeş, cît şi în est şi nord-est, ca şi varietatea de argumente litologice şi stratigrafice.

4. LACUL PLEISTOCEN, DUPĂ P. COTEŢ

După cum s-a văzut din cele de mai sus, problema lacului pleistocen este destul de complexă, iar în prezent dispunem de date geologice şi geomorfologice mult mai bogate, care ne permit reluarea şi completarea tezelor expuse pe o bază stratigrafică mai largă şi stabilirea unor faze mai precise, aşa cum

deja au fost schiţate de noi (P. C o t e ţ, 1947, 1950, 1954, 1973), ţinînd seama şi de evoluţia reţelei hidrografice, în special a Dunării, ca şi de complexele stratigrafice principale expuse mai înainte.

a) Faza Donau (depozitele de Frăteşti). Un lucru este clar de la început, că lacul pleistocen este o continuare a lacului levantin, prima fază aparţinînd villafranchianului cu resturi de mastodonţi şi de *Archidiskodon meridionalis* Nesti (profilul de la Tuluceşti) şi cele din Piemontul Getic (Pleniţa, Orodel), continuate cu stratele de Piteşti—Burdea, Ploieşti şi Covurlui, toate cu caracter piemontan fluviatil şi în parte fluvio-lacustru, şi care au reprezentat umplutura marginală a lacului cuaternar în faza iniţială. Răspîndirea mamiferelor amintite în Cîmpia Română se poate urmări mai departe în fig. 36.

Această fază se întindea de la ieşirea Dunării din defileu şi pînă în valea Argeşului[1], inclusiv Burnazul în care aportul Dunării şi al afluenţilor ei — Jiul, Oltul şi Argeşul, este deosebit de important (fig. 31). Sub influenţa Jiului, Oltului şi Argeşului, Dunărea a fost împinsă spre sud, tăindu-şi valea cu întreg sistemul de terase pleistocene în propriul con-deltă.

Tot aici trebuie precizat că o evoluţie a Dunării în sensul indicat de E. L i t e a n u şi C. G h e n e a (1968) spre Tg. Jiu, prin Subcarpaţi şi nord de Galaţi, în faza villafranchiană, ca şi alte direcţii mai noi, în St. Prestian şi în Paleoeuxin spre Craiova—Slatina—Bucureşti şi chiar spre Piteşti şi Buzău, nu pot fi admise nici ca ipoteze de lucru şi mai ales ca înţelegere a unei evoluţii normale a reţelei hidrografice carpatice.

După autorii citaţi, Dunărea s-a instalat pe direcţia văii actuale abia în fazele Riss-Würm şi Würm, fapt contrazis de realităţile terenului.

b) Faza Günz — (marnele şi nisipurile de Uzunu). Aceasta urmează fazei anterioare fluvio-deltaice de care este strîns legată ca o fază lacustro-mlăştinoasă cu care se încheie umplutura apşeron-günziană (P. C o t e ţ, 1966 a). Marnele calcaroase cu intercalaţii slabe de nisipuri sînt situate deasupra pietrişurilor de Frăteşti şi ele se extind la zi aproape peste tot în Burnaz, apoi în cîmpiile Burdea, Boian, Caracal, Sălcuţa şi Bălăciţa, constituind uneori o crustă calcaroasă destul de groasă (10—20 m), amintită mai înainte. Acest complex se afundă spre nord în zona Bucureşti şi spre est, în Bărăgan.

c) Faza Günz-Mindel — pietrişurile de Bărăgan — Brăila (de vîrstă tiraspoliană sau cromeriană)[2] reprezintă umplutura iniţială sau în continuare mai veche (probabil a fazei Frăteşti) în partea estică a Cîmpiei Române, în care tot Dunării i-a revenit rolul principal pînă cînd aceasta a ajuns în Depresiunea Deltei Dunării.

Pentru Cîmpia Română argumente avem, deocamdată, numai pe cele amintite în forajul de la Brăila—Abator. În viitor desigur se vor mai găsi şi altele. Aceeaşi vîrstă poate fi acordată şi argilelor din baza profilului de la Grădiştea (fig. 33 A).

d) Faza Mindel-Riss — marnele, argilele şi nisipurile de Mostiştea — Barboşi — Mizil). Acest complex lacustru şi în parte mlăştinos este vîrsta Mindel-Riss, şi are o mare extindere la est de valea Argeşului şi pînă în Cîmpia Covurluiului, unde a fost descris pentru prima dată de N. M a c a r o v i c i, sub denumirea de *Stratele de Barboşi—Babele* (1960), de C. B r ă t e s c u (1938, 1944—1945), apoi de P. C o t e ţ—E. P r i s n e a (1957), la I. C. Frimu—Obi-

[1] Spre latura de est, în Cîmpia Neajlovului, depozitele de suprafaţă sînt mai noi, datorită influenţei mişcărilor de subsidenţă din zona de divagare.

[2] Fazele a, b, c, corespund Villafranchianului ca termen general, iar fazele Donau şi Günz reprezintă pleistocenul cel mai vechi.

lești și de P. C o t e ț (1965, b), la Gurbănești, unde s-au găsit și urme de *Mammuthus trogontherii* Pohl descoperit de L. A p o s t o l (1966).

e) **Faza Würm I—Würm II (nisipurile argiloase de Brăila)** cu resturi de *Mammontheus primigenius* Blumb., și de moluște este mai nouă și confirmă cele spuse de C. B r ă t e s c u (1944—1945). Tot aici trebuie menționat și faptul că începînd de la Prahova spre est, depozitele piemontane se afundă mai mult, iar la suprafață, ele sînt din ce în ce mai noi spre est, la Rîmnicu Sărat și Focșani, începînd cu vîrsta Riss-Würm I, apoi cu nisipurile argiloase din Cîmpia Brăilei, după care urmează seria depozitelor mai noi, expuse mai departe.

Din datele forajelor lui L i n d l e y—C o l e a n u de la *Crîngul lui Bot* (vest Ploiești) cu numeroase succesiuni ritmice de pietrișuri și argile roșii, vîrsta conului de dejecție al Prahovei ajunge pînă în pleistocenul inferior, în Günz și Mindel, fapt confirmat și de alte date geologice privind întreaga succesiune a pleistocenului (E. L i t e a n u, T. B a n d r a b u r, 1966).

f) **Fazele cele mai noi — corespunzătoare lui Würm III și Holocenului** sînt reprezentate prin cîmpia de divagare și prin zona de trecere a cîmpiei piemontane de la curbură la lunca Siretului și cînd a avut loc ultima transgresiune mai mare a Mării Negre, denumită de C. B r ă t e s c u (1942) — faza *Pontul Vechi*, cînd nivelul apei s-a ridicat cu circa 10 m, fapt subliniat mai tîrziu și de P. C o t e ț (1973).

În această din urmă fază, datorită remuului generat de ridicarea nivelului Mării Negre, apele acesteia au pătruns în amont pînă în Ostrovul Ialomiței, iar Dunărea și-a lărgit mult albia majoră prin meandrare accentuată, fiind însoțită și de despletirea albiei minore. Așa se explică caracterul „deltaic interior" al celor două ostroave mari — Ialomița și Brăila.

Înainte de a încheia problema lacului pleistocen care s-a retras succesiv în partea de est și nord-est, trebuie arătat că *devierea rețelei hidrografice spre sud-est, est și nord-est*, începînd cu Argeșul și Dîmbovița, apoi cu Ialomița și Buzăul s-a făcut nu numai sub influența mișcărilor de subsidență mai accentuate la gura Siretului, ci și în raport cu retragerea ultimelor resturi ale lacului pleistocen, rîurile amintite fiind legate de nivelul de bază, în continuă retragere a acestuia (P. C o t e ț, 1950).

Datorită lacului pleistocen și colmatării lui treptate s-a format cîmpia inițială în care rîurile și-au săpat văile și peste care s-a acumulat succesiv apoi cuvertura de loess care este mai groasă pe interfluvii decît pe terase.

În concluzie, prezența cîmpiei inițiale de acumulare, cu caracter poligenetic și policronologic, este o realitate mult mai bine conturată astăzi pe bază de date mai complexe și mai concrete.

E. CONDIȚIILE PALEOCLIMATICE ȘI CARACTERIZAREA LOR

Trecerea de la pliocen la cuaternar nu s-a făcut brusc chiar dacă a fost marcată de apariția glaciației și nici peste tot la fel, condițiile regionale de latitudine și altitudine fiind diferite. Acest fapt rezultă din elementele relicte care s-au păstrat, fie de ordin biologic (faună și floră, resturi umane), fie de ordin sedimentologic. În Cîmpia Română nu dispunem de mai multe analize palinologice, dar în schimb resturile de mamifere sînt destul de numeroase, ca și cele periglaciare.

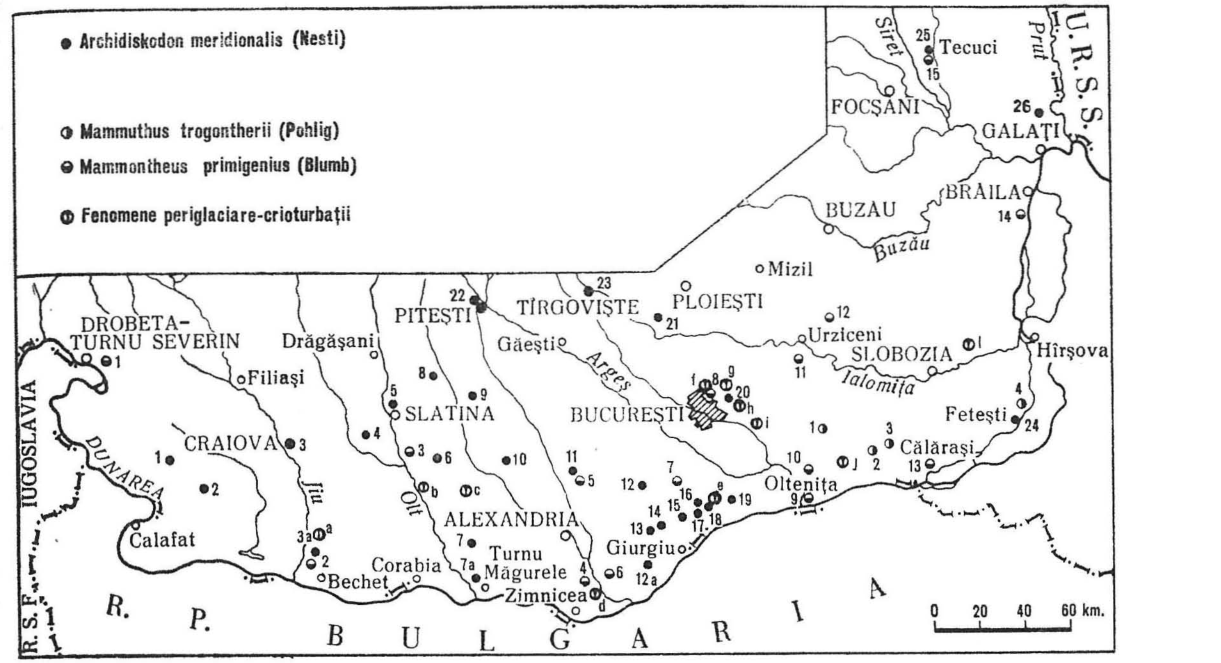


Fig. 34 — Repartiția cîtorva elemente pleistocene în Cîmpia Română: *Archidiskodon meridionalis*: *1* — Orodel; *2* — Rudăria; *3* — Craiova; *4* — Saru; *5* — Milcovu; *6* — Șerbănești; *7* — Șegarcea din Deal; *8* — Colonești; *9* — Hîrsești; *10* — Mavrodin; *11* — Găvănești; *12* — Jupînești; *13* — Ghizdaru; *14* — Bălănoaia; *15* — Frătești; *16* — Dăița; *17* — Daia; *18* — Băneasa; *19* — Prundu; *20* — Colentina; *21* — Trivale; *22* — Pitești; *23* — Tîrgoviște; *24* — Fetești; *25* — Tecuci, *26* — Tulucești; *27* — Toceni-Dobrești; (după L. A p o s t o l) *Mammuthus trogontherii*: *1* — Gurbănești-Codreni; *2* — Malu Dărîmat. *3* — Vlad Țepeș; *4* — Stelnica-Fetești; *Mammontheus primigenius*: *1* — Ergheviţa; *2* — Căciulătești; *3* — Comani; *4* — Găuriciu; *5* — Găvănești; *6* — Brînceni; *7* — Bălăria; *8* — Băneasa-București; *9* — Oltenița; *10* — Curcani; *11* — Coșereni; *12* — Crăsani; *13* — Călărași; *14* — Chiscani; *15* — Tecuci (după L. A p o s t o l); *fenomene periglaciare* : *a* — Toceni-Dobrești; *b* — Drăgănești-Olt; *c* — Măldăeni; *d* — Găuriciu; *e* — Băneasa-Giurgiu; *f* — Băneasa-București; *g* — Pantelimon; *h* — Titan; *i* — Bălăceanca; *j* — Odaia Vlădichii; *l* — malul lacului Strachina

Așa cum s-a văzut mai înainte, Cîmpia Română este una din principalele unități europene în care loessul, considerat ca o formațiune periglaciară ocupă întinderi foarte mari și, în plus, ea prezintă numeroase secțiuni polietajate, cu numeroase orizonturi de loess și soluri fosile, expuse mai înainte.

La acestea se adaugă formațiunea piemontană aluvio-proluvială, de asemenea polietajată, ritmică, în care apare o succesiune clară de intercalații argiloase (de obicei roșii) și de pietrișuri, asemănătoare în parte cu cele proglaciare de la poalele Alpilor.

1. CLASIFICAREA INIȚIALĂ A CLIMEI DUPĂ GEOLOGI

Analizată prin prisma datelor faunistice de mamifere și a manifestărilor mai accentuate, legate de glaciația carpatică, clima cuaternarului și chiar împărțirea acestuia s-a făcut în trei faze: preglaciară, glaciară și postglaciară, așa cum se vede la G r. Ș t e f ă n e s c u (1879), I. P. V o i t e ș t i (1936) și alții.

Preglaciarul a reprezentat timpul în care au trăit numeroase mamifere termofile (*Archidiskodon meridionalis, Equus stenonis, Mammuthus trogontherii* și altele), a căror răspîndire se vede în figura 34.

Glaciarul se referă la prezența ghețarilor în Carpați, cînd frigul și înghețul au predominat și în regiunile joase periglaciare, iar prezența în număr mare a resturilor de mamut (*Mammontheus primigenius*) confirmă acest lucru (fig. 34).

Postglaciarul corespunde dispariției ghețarilor carpatici și instalării condițiilor climatice mai apropiate de cele actuale. Acesta este echivalent holocenului.

2. CLASIFICAREA CLIMEI DUPĂ SCHEMA ALPINĂ

O dată cu generalizarea schemei alpine cu cele patru faze glaciare principale (Günz, Mindel, Riss și Würm), separate între ele prin trei interglaciare: G—M, M—R și R—W și trecerea la sincronizarea orizonturilor de loess cu fazele glaciare și a orizonturilor cu soluri fosile cu fazele interglaciare, datorită lui C. B r ă t e s c u (1931, 1932), studiul cuaternarului de la noi a intrat într-o nouă etapă de dezvoltare.

Această etapă a reprezentat un progres real, datorită admiterii unei ritmicități mai largi, la nivel european.

Extinderea metodei lui C. B r ă t e s c u de cercetare a loessului numai pe bază de analiză morfolitologică, completată cu date de ordin geomorfologic (Studiul teraselor fluviatile din Oltenia) și faunistic, a fost realizată de P. C o t e ț (1948/1957).

După 1950 a urmat extinderea metodei geologice, bazată pe studiul faunei, pe analize mecanice și chimice sumare a depozitelor cuaternare, direcție inițiată de E. L i t e a n u (1951, 1953), dar fără să fie acordat loessului atenția cuvenită.

Un nou progres a fost realizat o dată cu reluarea metodei lui C. B r ă t e s c u asupra studiului loessului și a paleosolurilor cu mijloace moderne, datorită A n e i C o n e a (1970, 1970 a).

Extinderea cunoașterii în amănunt a solurilor fosile va duce desigur la lămurirea multor probleme de paleoclimă pleistocenă din Cîmpia Română, dar care trebuie completată și cu studiul faunei de moluște și al vegetației pe cale palinologică, în acord și cu rezultatele de ordin arheologic, mai ales pentru pleistocenul superior, obținute de M. C î r c i u m a r u (1973, 1974).

3. CONDIȚIILE PERIGLACIARE, IMPORTANȚA CRIOSTRUCTURILOR SUB RAPORT STRATIGRAFIC ȘI PALEOCLIMATIC

Un aspect nou în paleogeografia pleistocenului din Cîmpia Română îl constituie desigur prezența criostructurilor și care a fost remarcată de autor încă din 1948 și extinsă apoi treptat pe măsura descoperirii de noi elemente periglaciare în depozitele de pe terase și interfluvii sub formă de pene de gheață, microcute (involuții), structuri poligonale etc. (P. C o t e ț, 1957, 1960, 1967).

Existența criostructurilor a fost relevată și de alți cercetători (D. S l ă v o a c ă, C. O p r a n, 1963).

În prezent, numărul semnalării criostructurilor a crescut mult (fig. 32) în special a celor din depozitele pleistocene ale Capitalei și a împrejurimilor ei. De asemenea, a fost remarcată poziția lor la diferite adîncimi, ca și în diverse orizonturi litologice și stratigrafice. Toate acestea ne-au determinat să încercăm o nouă interpretare a prezenței criostructurilor, ca elemente stratigrafice și paleoclimatice în dorința de a aduce noi date pentru clarificarea contradicției aparente ce există între rezultatele paleontologice pe bază de mamifere termofile și prezența loessului polietajat ca cel mai important element periglaciar de la noi pentru analize paleoclimatice.

a. **Criostructuri în depozitele villafranchiene.** Prezența unor criostructuri în depozitele cuaternare ale Cîmpiei Române poate fi relevată cu destulă siguranță astăzi pe baza analizei profilului de la Băneasa-Giurgiu, situat în complexul marnos-nisipos, care stă deasupra pietrișurilor de Frătești (fig. 35 a).

În același sens, cităm profilul de pe valea Găuriciu (Burnazul vestic), descris de D. S l ă v o a c ă—C. O p r a n (1963), care au remarcat prezența unor pungi periglaciare, situate tot în complexul marnos-nisipos la contactul cu pietrișurile de Frătești, considerat greșit de vîrstă mai nouă, pleistocen mediu (fig. 35 b).

Aceste două profile ne duc la concluzia că influența înghețului peren s-a resimțit încă de la începutul pleistocenului în faza Günz, deci înaintea depunerii loessului cel mai vechi sau o dată cu acesta. În aceeași categorie înglobăm și criostructurile ce apar în tufurile vulcanice din cariera Dobrești-Toceni (fig. 35 d) sau în depozitele piemontane de la Colonești (fig. 35 e) și cele de terasă de la Băicoi (fig. 35 f).

b. **Criostructuri în depozitele de Mostiștea.** Acestea apar în număr și mai mare și sînt relevate pentru prima dată la I. C. Frimu-Obilești (P. C o t e ț, E. P r i s n e a, 1957). Cel mai interesant este însă profilul de la Coconi din malul lacului Mostiștea, unde în orizontul inferior de nisipuri apar involuții cu caracter de microcute foarte caracteristice (fig. 35, g). Înghețul peren care a condiționat aceste criostructuri aparține fazei Riss ce a urmat după depunerea complexului litologic de Mostiștea o dată cu acumularea loessului în cîmpia Mostiștei și a Bărăganului. Un alt profil cu aceeași valoare stratigrafică, dar cu criostructuri de pene și poligoane structurale, se află pe malul estic al lacului Strachina, în orizontul bazal de argile cenușii-negricioase (fig. 35 c). Numeroase sînt și criostructurile din depozitele de pietrișuri cu nisipuri și intercalații de argile nisipoase din carierele Capitalei (pietrișurile de București sau de Colentina) descrise de noi (P. C o t e ț, 1961) și completate aici cu noi exemple din carierele de la Băneasa, Cățelu, Bălăceanca și altele (fig. 35, h, i).

Prezența înghețului peren în sectorul București în pleistocenul superior a fost confirmată de analizele palinologice, efectuate de V. I l i e s c u—G e a n. C i o f l i c ă (1964), ca și de prezența în număr mare a resturilor de *Mammontheus primigenius*, așa cum s-a văzut din fig. 34. Elementele periglaciare menționate alături de cele de floră (Ș t. R o m a n, 1969) și faună (mamifere) sau chiar unele specii criofile de faună din izvoarele situate în partea centrală a Cîmpiei Române (C. M o t a ș ș. a., 1962) confirmă că acestea au făcut parte din zona periglaciară continentală, moderată a Eu-

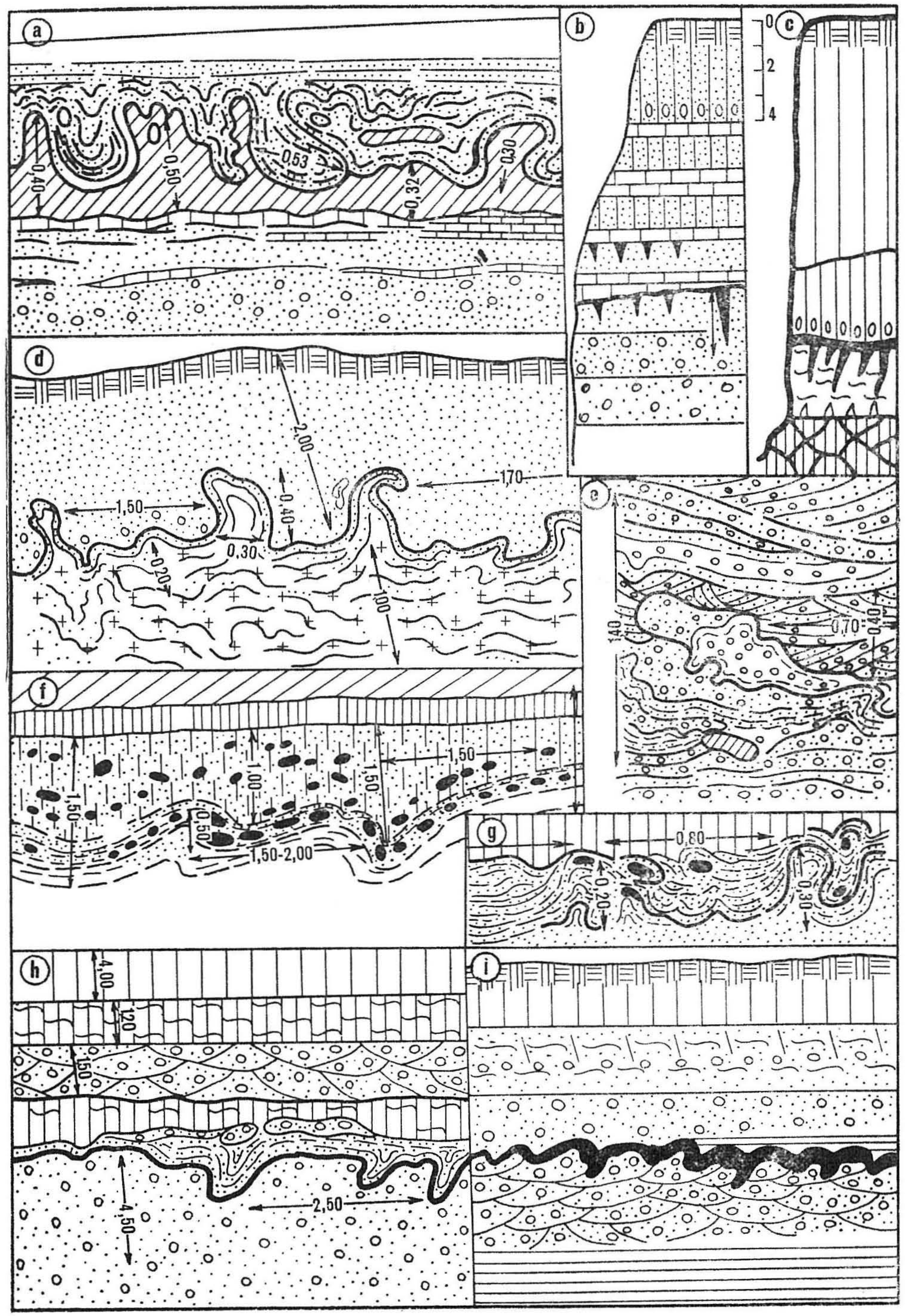


Fig. 35 — Structuri periglaciare-crioturbații în cîteva profile din Cîmpia Română:

a — în marnele de la Băneasa-Giurgiu deasupra Pietrișurilor de Frătești; *b* — pene periglaciare în Pietrișurile de Frătești din Valea Găuriciu; *c* — în argilele de Mostiștea pe malul lacului Strachina; *d* — în orizontul de tufuri vulcanice de la Toceni-Dobrești; *e* — în depozitele piemontane de la Colonești; *f* — în terasa înaltă a Prahovei la sud de Băicoi; *g* — în nisipurile de Mostiștea la Coconi pe malul lacului; *h* — în valea Colentinei în orizontul de argile de sub pietrișurile de București; *i* — în pietrișurile din carierele de la Băneasa-București

ropei, caracter care s-a accentuat odată cu formarea ghețarilor din Carpații noștri. Mamiferele termofile s-au adaptat acestor condiții mai atenuate în pleistocenul inferior și mediu, ele dispersînd în pleistocenul superior odată cu cele criofile.

Ritmicitatea paleoclimatică a pleistocenului reflectată în polietajarea depozitelor loessice și piemontane corespunde schemei alpine cu cele patru faze glaciare principale (Günz, Mindel, Riss și Würm), completată cu faza mai veche *Donau* și cu cele trei stadii al Würmianului (W_1, W_2 și W_3), la care se adaugă alte subdiviziuni de amănunt ale glaciarelor și interglaciarelor cunoscute dintre Donau și Würm.

4. HOLOCENUL ȘI TRECEREA LA PLEISTOCEN (SUBDIVIZIUNILE WÜRMIANULUI)

Ultima parte a cuaternarului cînd s-au conturat mai bine trăsăturile climatului actual poartă denumirea de *holocen*. Acesta ajunge pînă la circa 8 000 de ani în urmă și are trei subdiviziuni principale (vezi tabelul 3) în care se pot urmări diferite corelații între evenimentele de pe uscat (vegetația Europei) și din cuprinsul Mării Negre.

Trecerea la pleistocen este cunoscută sub denumirea de Glaciarul tîrziu (Tardiglaciaire sau Spätglazial), care se termină după cei mai mulți cercetători cu stadiul Würm 3, precedat de stadiile Würm 2 și Würm 3, separate de interstadiile W_3—W_2 și W_2—W_1. Aceste subdiviziuni ale ultimei faze glaciare carpatice și alpine au fost adoptate de C. Brătescu (1940, 1944—1945), P. Coteț (1967), A. Conea (1970), M. Spirescu ș. a. (1970), M. Cîrciumaru (1973, 1975) și alții.

În prezent, această schemă cronologică a fazei würmiene are o bază științifică mai largă, rezultată din analize radiometrice și palinologice corelate cu rezultatele cercetărilor pedologice și arheologice, efectuate de M. Spirescu ș. a. (1970) și M. Cîrciumaru (1973, 1975), așa cum se vede în tabelul 10, dar raportate și la nivelul Mării Negre, stabilit de C. Brătescu (1940).

Tabelul 10

Schema împărțirii fazei Würm realizată la noi

	După M. Spirescu ș.a. (1970)	După M. Cîrciumaru 1(975)	Corelația cu oscilațiile nivelului Mării Negre (după C. Brătescu, 1940)
Faza Würm	H—W3 An, Aa	Würm 3	Maıea Neagră la —5 m
	W2—W3 Ba2, A2B	Ohaba	Marea Neagră la +5 m
	W2 Orizont B	Würm 2	Marea Neagră la —62 m
	W1—W2 Lut argilos negricios ruginiu ..	Nandru (N4, N3, N2, N1)..	Marea Neagră la +10 m
	W1 Lut argilos roșcat închis ..	Würm 1	Marea Neagră la —21 m

Așa cum rezultă din tabelul 3, Tardiglaciarul corespunde cu faza Würm, iar în continuare urmează ultima parte a cuaternarului *holocenul*, care ajunge în trecut la 8000 de ani înaintea erei noastre.

Cele trei subdiviziuni sînt: *holocenul inferior*, *holocenul* superior, care au fost stabilite mai ales prin analize palinologice, corelate cu alte rezultate de ordin arheologic, pedologic, geomorfologic etc., aşa cum se vede din tabelul 10.

În concluzie, necesităţile de ordin ştiinţific impun pentru ultima parte a cuaternarului o colaborare tot mai largă sub raport geologic, geomorfologic, pedologic, arheologic şi bioclimatic. În felul acesta natura specifică a acestor timpuri şi zorile istoriei noastre se vor clarifica mai bine.

Capitolul IV

DEPOZITELE CUATERNARE — SCURTĂ CARACTERIZARE HIDROGEOLOGICĂ

Aşa cum s-a văzut din cele expuse pînă aici, depozitele cuaternare[1] sînt destul de variate din punct de vedere litologic şi cronologic. Ele reprezintă cuvertura cea mai importantă pentru apele freatice din care orizonturile psamo-psifitice sau numai psamitice reprezintă rocile magazin cele mai importante în care se acumulează rezervele de apă subterană, după cum cele pelitice constituie patul lor impermeabil. De numărul, grosimea, modul de extindere a acestor orizonturi permeabile şi impermeabile, depind structurile acvifere şi potenţialul lor hidrogeologic. Bineînţeles că sub acest din urmă aspect este vorba nu numai de apele subterane ce se întîlnesc în depozitele cuaternare, ci şi de altele mai vechi.

Importanţa apelor subterane şi a structurilor acvifere caracteristice diferitelor depozite şi formaţiuni geologice este bine cunoscută ca surse de alimentare cu apă potabilă şi industrială a întregii vieţi economice, a centrelor populate şi a diferitelor unităţi agricole ale Cîmpiei Române.

În cele ce urmează nu este în intenţia noastră de a ne ocupa în mod special de situaţia hidrogeologică a acestei mari unităţi geomorfologice, ci de a accentua asupra cîtorva elemente care reies din analiza depozitelor cuaternare şi a corelaţiei lor cu relieful şi de a explica dezechilibrul apelor freatice din anii 1969—1972, şi a generării inundaţiilor de interfluviu, inundaţii întinse necunoscute mai înainte. Tot aici trebuie subliniată şi marea varietate a stratificaţiilor piemontane şi fluvio-lacustre în raport cu cea a depozitelor fluviatile de terase şi lunci sau a depozitelor eoliene, de loess şi de dune. Ceea ce contribuie la o mai mare varietate a celor dintîi este prezenţa stratificaţiei lentiliforme, care joacă un rol foarte important în stabilirea orizonturilor freatice sau de adîncime, a numărului, grosimii şi extinderii structurilor acvifere, ca şi în circulaţia generală a apelor subterane. Pentru depozitele eoliene trebuie semnalată prezenţa intercalaţiilor de soluri fosile şi în special din cele loessice, care condiţionează formarea unor orizonturi freatice locale sau freatice sezoniere, efemere, denumite de unii pedologi *„orizonturi suprafreatice"*.

[1] Acestea nu se pot confunda peste tot cu *depozitele superficiale* ale pedologilor pe care se formează solurile.

A. PRINCIPALELE CONCEPŢII HIDROGEOLOGICE ŞI CLASIFICAREA STRUCTURILOR ACVIFERE

Ne referim la cele două concepţii hidrogeologice cunoscute din literatura de specialitate asupra Cîmpiei Române:

1. CONCEPŢIA LUI M. DRĂGHICEANU

Concepţia lui M. Drăghiceanu (1894) care s-a conturat la sfîrşitul secolului trecut în legătură cu alimentarea cu apă a Capitalei — socotită în ansamblu ca o concepţie tectonicistă, bazată pe exagerarea rolului faliilor şi neglijarea litologiei.

2. CONCEPŢIA LUI G. MURGOCI

Concepţia lui G. Murgoci cu un caracter mai larg — litologico-tectonică şi conturată la începutul secolului nostru, pe baza studiilor şi forajelor din jurul oraşului Ploieşti, într-o regiune mai variată din acest punct de vedere. Tot el, împreună cu R. Rusescu (1907), au întocmit primele hărţi hidrogeologice regionale asupra apelor freatice din Bărăgan, delimitînd în cuprinsul acestora, aşa-numitele *„ferestre"* şi *„petice"* izolate care pot explica mai bine, în unele cazuri, anomaliile ce au apărut în anul 1972, în legătură cu inundaţiile de interfluviu, provocate în urma dezechilibrului climato-hidrologic.

Concepţia lui G. Murgoci este de fapt concepţia actuală, bazată pe o bună cunoaştere a geologiei şi geomorfologiei diferitelor unităţi structurale sub raport geologic, necesară oricărei interpretări pe bază de foraje şi unde *structura geologică*, considerată în sens larg, ca *litologie* (compoziţie fizică, textură, stratificaţie) şi *tectonica* (poziţia stratelor — orizontală, monoclinală, cutată, faliată) trebuie să stea pe primul plan.

B. CLASIFICAREA STRUCTURILOR ACVIFERE

Deşi destul de variate şi complexe, structurile acvifere ale Cîmpiei Române se împart în două categorii: *de suprafaţă* (freatice) şi *de adîncime* (nefreatice).

1. STRUCTURILE ACVIFERE FREATICE

Structurile freatice se caracterizează printr-o legătură mai strînsă cu clima şi morfologia reliefului, iar *structurile de adîncime*, dimpotrivă, reflectă o corelaţie mai largă cu litologia şi tectonica. Pentru ambele categorii, litologia şi stratificaţia au un rol foarte important în dinamica lor.

În raport cu aceşti din urmă factori au fost separate diferite structuri acvifere: *fluviatile* (de terase şi lunci), *piemontane* (aluvio-proluviale), *fluviolacustre* (respectiv fluvio-marine) etc., cu caracter regional, de suprafaţă sau de adîncime. Cu totul izolate şi locale se adaugă, aşa cum s-a mai arătat, orizonturile freatice din depozitele superficiale din loess şi nisipurile de dune. În toate aceste structuri desigur că studiul reliefului cu cele două categorii de forme ca mezo- şi microrelief nu este lipsit de interes atît în stabilirea

mai uşoară şi mai precisă a structurilor acvifere şi a dinamicii lor, cît şi în legătură cu regionarea apelor freatice.

Sub acest din urmă aspect, relevăm schiţa întocmită de E. Roşescu (1960) pentru Cîmpia Română, ca şi harta hidrogeologică generală a ţării pentru apele freatice (El. Tăbăcaru-Roşescu, 1974). Raportul dintre relief-rocă şi importanţa lui în lucrările de identificare a structurilor acvifere a fost scos în evidenţă de D. Băluţă (1964, 1967, 1973).

a) **Importanţa reţelei de observaţii.** Nu facem aici un istoric al cercetărilor de acest gen, ci relevăm caracterul diferit al celor două perioade mari — *prima* înainte de 1950, cînd s-au făcut cercetări şi studii ocazionale legate de alimentarea cu apă a oraşelor Bucureşti, Ploieşti, Craiova (M. Drăghiceanu, N. Cucu-Starostescu, A. Saligny, Elie Radu, D. Gherman, W. H. Lindley şi alţii[1]) şi *a doua*, după data amintită, cînd s-a trecut la organizarea sistematică a reţelei de observaţii pentru apele freatice şi la executarea numeroaselor foraje de adîncimi variate, predominante fiind cele de mică adîncime (10—50 m), efectuate de diverse instituţii (Comitetul geologic, Comitetul de stat al apelor). Problemele de ansamblu legate de ape au fost coordonate după 1957 de către *Comitetul de stat al apelor*, inclusiv a celor subterane şi paralel de către *Comitetul geologic*, care a publicat numeroase lucrări ştiinţifice de analiză regională sau de sinteză, cum este *„Harta hidrogeologică a României"* (1969,) la scara 1:1 000 000, apoi cele efectuate de R. Cădere ş.a. (1972) etc., de colectivele E. Liteanu şi colaboratori, apoi E. Roşescu (1960), N. Florea ş.a. (1970)[1] H. Ioaniţoaia ş. a. (1970) ale căror date le folosim şi noi.

Activitatea de studiere a apelor subterane în scopuri practice imediate se continuă apoi de către I.S.P. (Institutul de studii şi prospecţiuni) care realizează şi o serie de lucrări de sinteză.

Institutul de studii şi cercetări hidrotehnice publică sinteze hidrogeologice pe bazine hidrografice şi pentru întreg teritoriul ţării şi elaborează studiul pentru realizarea reţelei hidrogeologice a României. Dintre realizările cele mai importante ale I.M.H. (Institutul de meteorologie şi hidrologie) în studiul apelor subterane este introducerea metodei izotopilor de mediu, metodă aplicată de dr. T. Constantinescu. Tot în această perioadă se constată şi faptul că toate organele centrale de stat, care au avut nevoie şi-au organizat unităţi de studii, necesare elaborării proiectelor în vederea captării apelor subterane pentru diverse folosinţe. Controlul asupra tuturor lucrărilor privind apele subterane îl execută Oficiile judeţene de gospodărire a apelor şi Consiliul naţional al apelor, prin avizarea folosinţelor de apă, precum şi institutele judeţene de proiectare (fostele D.S.A.P.C.), prin ţinerea evidenţei studiilor şi forajelor hidrogeologice. Tot în această perioadă, în cercetările hidrogeologice a fost antrenat un număr foarte mare de specialişti din diverse domenii de activitate.

Trăsătura esenţială a perioadei de după 1960 în cadrul Institutului de studii şi cercetări hidrotehnice (I.S.C.H.), astăzi Institutul de meteorologie şi hidrologie (I.M.H.), o constituie începerea cercetării sistematice de durată a apelor subterane freatice. I.M.H. este însărcinat prin lege cu constituirea fondului naţional de date hidrologice cu privire la apele de suprafaţă şi

---

[1] Vezi D. Băluţă, *Reţeaua de observaţii asupra apelor freatice din România* (referat ştiinţific), Inst. de geografie, 1974.

subterane. Fondul național de date privind apele subterane se realizează în principal prin acumularea de date asupra întregului teritoriu al țării, urmărind sistematic, în timp și spațiu, evoluția apelor subterane și corelația acestora cu mediul înconjurător.

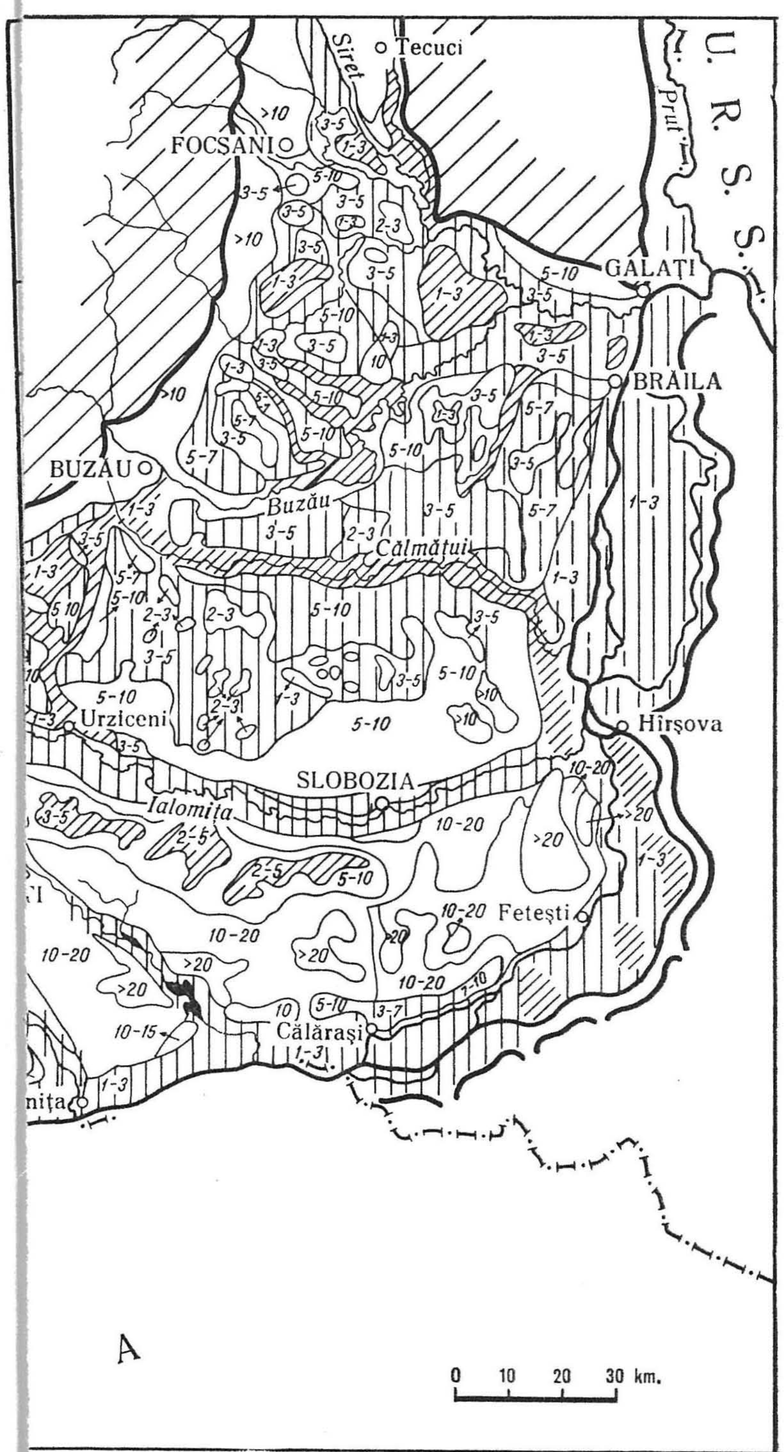
Acest lucru se face în principal prin intermediul rețelei de puțuri pentru observații asupra apelor freatice a cărei realizare începută în 1960 este în curs. Definitivarea acesteia în linii mari urmează să totalizeze circa 5 878 puțuri pe întreaga țară. Cercetările asupra apelor subterane din țara noastră s-au efectuat în raport cu cerințele impuse de economie și ele s-au axat în general pe unitățile de cîmpie, avînd ca scop rezolvarea justă a unor probleme majore, cu care se confruntă societatea umană.

Mai mult decît în celelalte regiuni ale țării, în cîmpii distribuția apelor freatice ca bază de rezolvare a necesităților de prim ordin este condiționată în principal de *climă*, *rocă* și *relief*, care-i determină modul de prezentare și de evoluție. Principalele rezervoare de ape freatice din Cîmpia Română, care prezintă interes economic deosebit, se află în rocile poroase și permeabile ale șesurilor aluvionare ale rîurilor (lunci și terase), în cîmpiile piemontane și fluvio-lacustre din cuprinsul văilor și interfluviilor. Multe din centrele urbane folosesc aceste ape freatice ca una din importantele surse de ape potabile și industriale, cum ar fi București, Ploiești, Buzău, Focșani, Turnu Măgurele etc. De asemenea, apele freatice reprezintă sursa principală de bază pentru alimentarea cu apă potabilă în mediul rural aflate în toate tipurile de depozite, ca și pentru unele sectoare irigate.

Studiul apelor freatice, pe lîngă problemele de ordin practic indicate, interesează în aceeași măsură și latura științifică legată de *stabilirea bilanțului hidric*; evaluarea resurselor de apă la nivel de bazin hidrografic și regional, precum și efectele activității umane asupra ciclului hidrologic privit într-o perspectivă mai largă. Accentul în cunoașterea științifică a apelor freatice trebuie să cadă pe latura practică, în legătură cu planificarea, conservarea și utilizarea apelor freatice pentru om. În acest sens, sintezele regionale prezintă o importanță deosebită și ele se obțin pe baza observațiilor din rețeaua de puțuri puse în corelație cauzală cu datele de ordin climatic (precipitații) și hidrologice (raportul cu apele de suprafață). Aceste sinteze regionale impun cunoașterea complexă a apelor freatice (chimism, temperatură, debite etc.).

b) Scurtă caracterizare a apelor freatice. Din analiza schiței lui H. I o a n i ț o a i a și N. M o h i l o (la scara 1:1 000 000) (1970) iese în evidență corelația foarte strînsă dintre tipurile genetice de relief, grosimea depozitelor de suprafață și repartiția regională a apelor freatice (fig. 36). În Cîmpia Olteniei se vede clar raportul corelativ dintre adîncimea apelor freatice și treptele reliefului (cîmpuri cu adîncimi mai mari de 20 m și terase, cu adîncimi variabile între 5—20 m). Burnazul se caracterizează în general prin adîncimi ce depășesc 20 m, ca și Boianu — Burdea și Cîmpia piemontană Pitești. Schimbări mai importante apar între rîurile Teleorman și Argeș în sectorul Cîmpiei Neajlov, cu valori între 5—20 m, datorită depozitelor mai subțiri și influenței mișcărilor de subsidență. În Cîmpia Vlăsiei, adîncimea pînzei freatice crește de la 3—5 m în NV la 10—20 m în SE, în Cîmpia Mostiștei.

Bărăganul privit în ansamblu, începînd de la Dunăre și pînă la Buzău și Siret, se prezintă din punct de vedere hidrogeologic ca trei trepte ce cad spre nord, cu adîncimi ale apei freatice mai mari pe latura sudică la 10—20m



...i apelor freatice după N. F l o r e a ș.a. 1970):
...acritică. *A*— sinteza regională a apelor freatice pe baza morfologiei ...uni de lunci mari și ape freatice între 1—3 m (după autor)

...entral ...t aici ...udic, a ...e mici ...actere ...cep la

10 m, ...linare ...e Foc- ...r mari ...t pre- ...tuația ...ridi- ...t, dar ...oessul ...ologic ...loes-

...rea ...egorii ...i are- ...care ...inire)

...pelor ...azo- ...sante ...frea- ...972), ...g. 37. ...spîn- ...adîn- ...logie,

...enia, ...tului ...mai ...cum ...cîm-

...zintă

...ctoa- ...imea ...urării ...zența ...telor

...nozei ...tantă

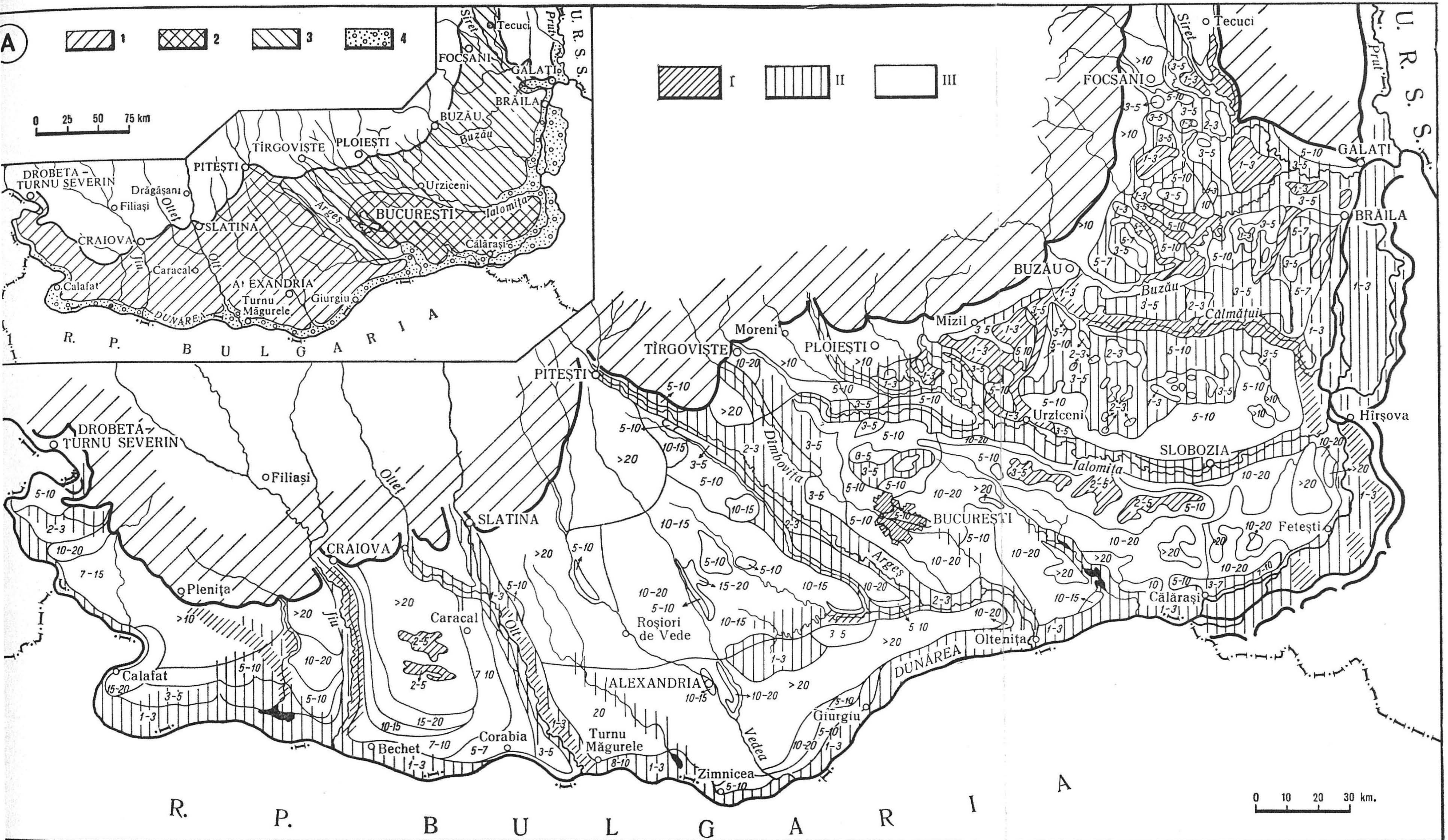


Fig. 36 — Harta hidrogeologică a Cîmpiei Române (după H. I o a n i ţ o a i a şi N. M o h i l o 1970 — în manuscris) cu completări asupra nivelului apelor freatice după N. F l o r e a ş.a. 1970):
I — areale cu ape freatice la adîncime critică; *II* — areale cu ape freatice în pericol de salinizare sau de înmlăştinire în condiţii de irigaţie; *III* — areale cu apă freatică acritică. *A* — sinteza regională a apelor freatice pe baza morfologiei izofreatelor: *1* — regiuni cu ape freatice la adîncime de 10—15 m sau mai mare; *2* — regiuni cu ape freatice sub 10 m adîncime; *3* — regiuni de tranziţie; *4* — regiuni de lunci mari şi ape freatice între 1—3 m (după autor)

subterane.
în principa
urmărind s
lația acestc
Acest luc
observații a
curs. Defir
5 878 puțur
noastră s-au
axat în gen
probleme m
Mai mult
freatice ca
în principa
și de evolu
care prezin
bile ale șes
tane și fluv
trele urban
ape potabil
Turnu Măgu
pală de baz
toate tipur
Studiul a
interesează
țului hidric
gional, pred
într-o persp
freatice tre
servarea și
nale prezin
din rețeaua
(precipitați
regionale ir
ratură, deb
b) Scurtă
I o a n i ț o
evidență co
depozitelor
În Cîmpia
freatice și t
rase, cu ad
general pri
piemontană
și Argeș în
pozitelor m
siei, adîncir
în Cîmpia
Bărăganu
și Siret, se
spre nord, c

și peste 20 m; cu adîncimi mai mici (3—5 m și 5—10 m în Bărăganul central și adîncimi asemănătoare în Bărăganul nordic (Cîmpia Brăilei). Tot aici trebuie menționată prezența aproape peste tot, inclusiv Bărăganul sudic, a unor orizonturi superioare sau superficiale, locale, cu adîncimi foarte mici (2—3 m, 3—5 m). Cîmpia de subsidență se impune prin aceleași caractere cu ape freatice la mică adîncime, (1—3 m, 2—3 m, 3—5 m) care încep la Argeș și ajung pînă în Cîmpia Siretului inferior.

Cîmpia piemontană se caracterizează prin adîncimi mai mari, peste 10 m, uneori chiar și mai mari de peste 20 m în cuprinsul treptei înalte, pericolinare și prin valori variabile, mai mici, de 5—10 m, 3—5 m de la Buzău spre Focșani, în sectorul de tranziție spre zona de divagare. În cuprinsul luncilor mari (Dunăre, Jiu, Olt, Argeș, Ialomița, Buzău—Călmățui și Siret, peste tot predomină adîncimile de 1—3 m. Din această vedere de ansamblu, în situația hidrogeologică a apelor freatice s-au produs schimbări importante prin ridicarea nivelului piezometric în cuprinsul interfluviilor aproape peste tot, dar mai ales în cele trei trepte ale Bărăganului, unde dealtfel predomină loessul fin, prăfos și nisipos. Situația cea mai specială sub raport agro-hidrogeologic o prezintă cîmpia dintre Ialomița și Siret atît la nivelul cîmpurilor înalte loessice, cît și în zona de divagare și piemontană joasă, la contactul acestora.

Din analiza hărții pedohidrogeologice la scara 1:500 000 (N. F l o r e a, ș.a. 1970), unde în afară de adîncimea izofreatelor, grupate în șase categorii (0—2, 2—5 m, 5—10 m, 10—15 m, 15—20 m și peste 20 m) sînt redate și arealele cu ape freatice la adîncime critică, subcritică și acritică, problemă care interesează diferite aspecte de ordin agroameliorativ (salinizare, înmlăștinire) în condiții de irigație.

Pe baza celor două hărți se poate realiza o regionare de ansamblu a apelor freatice din care rezultă corelația strînsă cu relieful, litologia și clima, cu azonalitatea și zonalitatea acestor factori principali (fig. 36 A). Date interesante asupra Cîmpiei Române se găsesc și în raionarea hidrogeologică a apelor freatice a R. S. România, realizată de E. R o ș e s c u—T ă b ă c a r u (1972), cu privire la raporturile acestora cu rîurile, sintetizate de I. U j v á r i în fig. 37.

c) Morfologia izofreatelor și interpretarea ei. Forma, întinderea și răspîndirea în spațiu a izofreatelor constituie un mijloc de analiză nu numai a adîncimii apelor freatice, ci și a substratului pe care stau acestea atît ca litologie, cît și ca relief.

Mersul regulat și arealele mari al izofreatelor, așa cum se vede în Oltenia, ca și între Olt și Argeș reflectă uniformitatea orizonturilor acvifere și a patului lor. Dimpotrivă fragmentarea și arealele mici ale izofreatelor denotă o mai mare varietate a orizonturilor freatice, a litologiei și a patului lor, așa cum se vede la nord de Ialomița și pînă în Cîmpia Siretului inferior, inclusiv cîmpia piemontană a Rîmnicului.

Sub acest aspect, cîmpiile Vlăsia, Mostiștea și Bărăganul de sud reprezintă o zonă de tranziție între ceea ce se găsește la vest și la nord de acestea.

Sub raport practic-aplicativ, problemele cele mai spinoase le ridică sectoarele unde izofreatele au întinderi și adîncimi mici. Acestea reflectă grosimea mică a loessului, prezența unui pat argilos ondulat, ca și posibilitatea sărăturării solului prin mișcări ascendente ale nivelului freatic, ținînd seama de prezența apelor freatice și a lacurilor sărate destul de numeroase. Analiza izofreatelor ne dă deci primele indicații agroameliorative.

d) Dinamica apelor freatice din Bărăgan cu privire specială asupra prognozei lor. Alături de înregistrarea situației analizate mai sus, tot așa de importantă

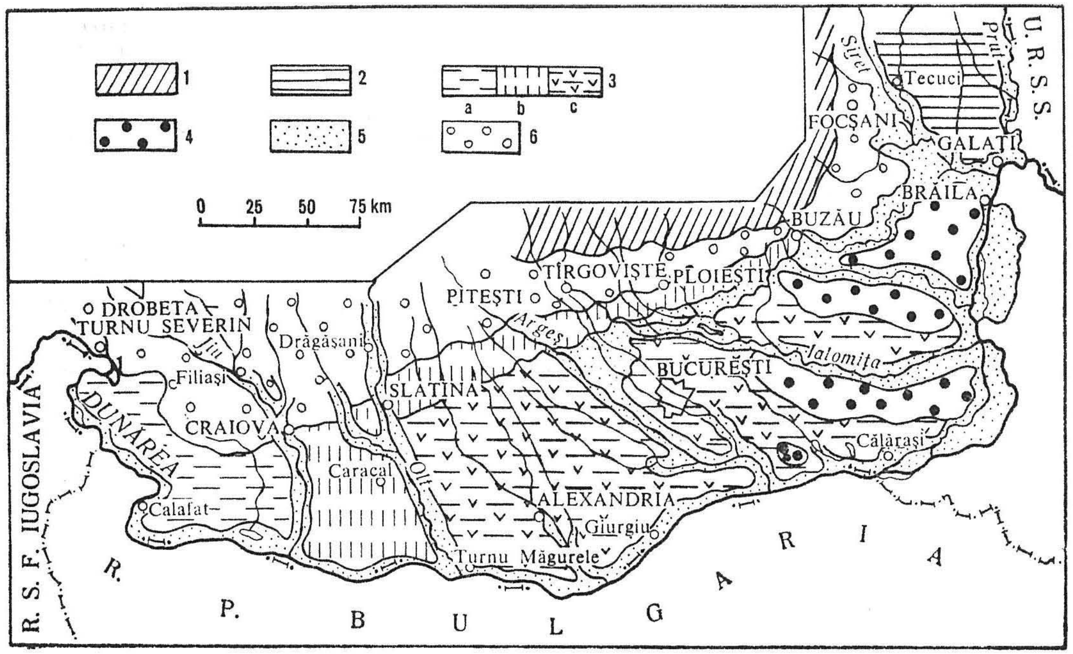


Fig. 37 — Drenajul apelor subterane (după I. U j v á r i):

1 — regiuni cu drenări intensive (P+S); *2* — regiuni cu drenări adînci (S+T); *3* — regiuni cu drenări încetinite (*a*—*P*; *b*—*P*+*S*; *c*—*S*+*T*); *4* — teritorii semiendoreice; *5* — lunci-zonă de divagare; *6* — regiuni cu pierderea apelor din rîuri la alimentarea apelor freatice. Tipuri de alimentare: *P* — permanentă; *S* — semipermanentă; *T* — temporară

este cunoaşterea regimului şi a dinamicii apelor freatice şi în special influenţa lor asupra microreliefului de crovuri. În general este binecunoscut faptul că apele freatice sînt drenate de reţeaua hidrografică şi că există evidente legături de reciprocitate între apele freatice şi rîuri, mai ales în cuprinsul luncilor. În ce priveşte regimul apelor freatice, acesta este condiţionat, în primul rînd, de climă şi apoi de factorii locali (litologie, pantă, gradul de fragmentare a reliefului, hidrografie etc).

Analizînd situaţia din estul Cîmpiei Române, D. B ă l u ţ ă (1972)[1] a deosebit mai multe tipuri de regim al apelor freatice: ***tipul piemontan***, cu amplitudini mari şi cu revenirea anuală a minimelor la aceleaşi valori; ***tipul Bărăganului central***, cu amplitudini mijlocii şi creştere continuă a valorii anuale minime în anii ploioşi şi ***tipul Bărăganului de Sud***, cu amplitudini foarte mici şi creştere continuă a valorilor anuale minime în anii ploioşi, care se pot generaliza peste tot în această unitate sau chiar în alte regiuni ale ţării. Cunoaşterea acestor tipuri interesează foarte mult măsurile agroameliorative, ca şi problemele de sistematizare teritorială.

Amintim în acest sens, studiul şi metodica de lucru a regimului natural al apelor freatice, întocmit de E l. T ă b ă c a r u—R o ş e s c u (1974). Tot în legătură cu dinamica apelor freatice din Bărăgan, dăm în continuare cele două schiţe reduse, întocmite de noi în anul 1954 (la scara 1:200 000) pentru I.P.A. (fig. 38), în vederea diferitelor comparaţii ce se pot face în raport cu situaţia mai veche (G. M u r g o c i—D. R u s e s c u, 1907) şi mai noi (1970, 1972). Din analiza situaţiei hidrogeologice a Bărăganului (fig. 38), rezultă că

[1] Lucrare în manuscris.

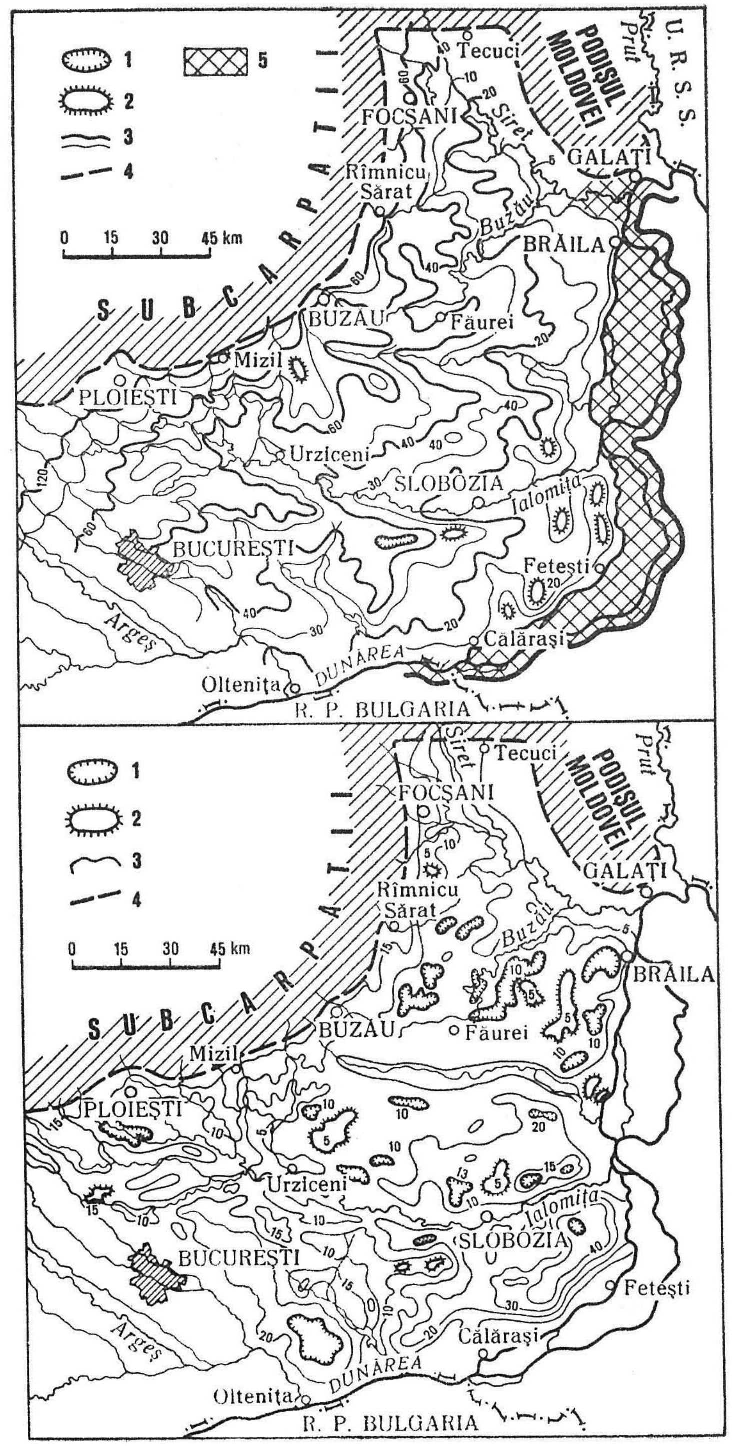


Fig. 38 — Situaţia hidrogeologică a Bărăganului (după P. C o t e ţ, 1954). În partea de sus:

1 — ferestre; *2* — petice; *3* — hidroizohipse; *4* — limita cîmpiei; *5* — ostroavele Dunării; în partea de jos: *1* — ferestre; *2* — petice; *3* — izofreate; *4* — marginea cîmpiei

repartiția apelor freatice din 1954 a fost asemănătoare cu cea din 1907 (G. M u r g o c i—D. R u s e s c u). Cele mai mari adîncimi apar în cuprinsul interfluviilor, iar drenajul este asigurat de rețeaua hidrografică afluentă Dunării. De asemenea, se vede clar cum depozitele piemontane înaintează de la marginea Subcarpaților spre Dunăre, așa cum rezultă din analiza hidroizohipselor. Comparația acestei situații hidrogeologice cu cele din anii 1970 și 1972, pe baza izofreatelor scoate în evidență ridicarea deosebit de mare a apelor freatice, care a dus la crearea dezechilibrului climato-hidrologic, consecință directă a precipitațiilor și alimentării bogate din perioada de iarnă.

e. **Oscilațiile nivelului apelor freatice și prognoza lor.** Așa după cum se știe nivelul apelor freatice dintr-o anumită zonă este strîns legat de cantitatea de precipitații, iar oscilațiile acestora determină oscilațiile apelor freatice, atunci cînd nu intervine determinant factorul antropic.

Corelația cauzală dintre cantitatea de precipitații și adîncimea nivelului apelor freatice se exprimă prin relația:

$$N_p = \frac{P}{\alpha(0{,}01P - 1) + \beta} \quad (1)$$

în care:

N_p este adîncimea nivelului mediu anual al apelor freatice în cm;
P — cantitatea de precipitații căzute în una din perioadele oct.—febr., dec.—apr. sau martie—mai, exprimată în mm;

α — reprezintă diferența dintre valorile raportului $\frac{P}{N_p}$ pentru $P=200$ mm și respectiv $P=100$ mm;

β — valoarea raportului $\frac{P}{N_p}$ pentru $P=100$ mm;

α și β sînt parametri de sinteză globală a tuturor factorilor naturali (precipitații, evapotranspirație, litologie, capacitatea de reținere a solului, scurgerea subterană etc.).

Cu ajutorul acestei ecuații, elaborată de către D. B ă l u ț ă și verificată pentru partea de vest a Bărăganului central, se poate stabili prognoza adîncimii nivelului mediu anual a apelor freatice la data de 1 martie sau 1 mai. Datorită excesului de precipitații din perioada anilor 1969—1972 valorile parametrilor α și β sînt mai mari, așa cum rezultă din tabelul 11, calculat pentru perioada dec.—apr.

Tabelul 11

Valoarea parametrilor α și β pe latura de vest a Bărăganului central

Stația	1964—1968		1969—1974	
	α	β	α	β
Manasia	0,193	0,180	0,383	0,285
Ion Roată	0,134	0,132	0,195	0,202
Valea Măcrișului	0,200	0,193	0,505	0,320
Grindu	0,313	0,262	0,828	0,522
Glodeanu Siliștea	0,318	0,328	2,000	1,090
Florica	0,260	0,232	0,880	0,550
Brebu	0,230	0,240	0,896	0,560
Brădeanu	0,210	0,195	0,550	0,380
Pogoanele	0,210	0,188	0,550	0,380
Tătulești	0,510	0,321	1,590	0,940
Grivița	0,200	0,200	0,285	0,335

Perioada 1969—1974 se caracterizează prin ridicarea cu 2—3 m a nivelurilor apelor freatice (fig. 39) peste media perioadei anterioare, astfel că parametrii α și β ai acestei perioade sînt valabili și pot fi utilizați pentru perioadele cu exces de umiditate.

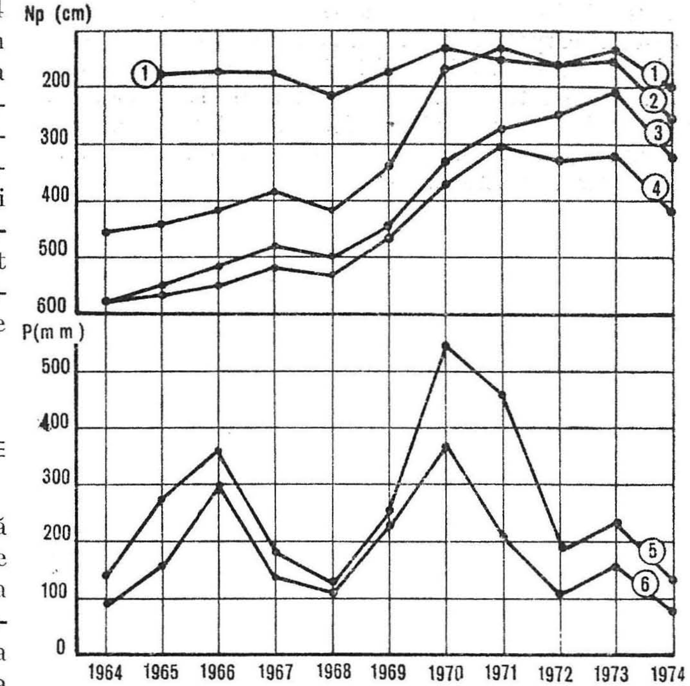


Fig. 39 — Adîncimea nivelului piezometric (N_p în cm) la: Buzău (1), Florica (2), Pogoanele (*3*), Manasia (F_5(*4*) și valoarea precipitațiilor P(mm) pentru perioadele dec.—mai (*5*) și dec.—aprilie P — reprezintă media părții vestice a Bărăganului central (după D. B ă l u ț ă, 1975)

2. STRUCTURILE ACVIFERE DE ADÎNCIME SAU NEFREATICE

Acestea se dezvoltă după alte legi, în care litologia și tectonica au un rol preponderent, ca și configurația paleoreliefului, prima încercare de evaluare a potențialului hidrogeologic al Cîmpiei Române poate fi considerată lucrarea lui E. L i t e a n u ș.a. (1959), atît pentru orizonturile freatice, cît și cele nefreatice, cum sînt apele arteziene conturate aici, care se întind între Ialomița și Siret în zona de divagare și la contactul acesteia cu zona piemontană.

Pentru restul apelor de adîncime, autorul citat adoptă criteriul litologic-stratigrafic: regiuni cu alimentare din depozitele pleistocenului inferior, din depozite levantine, daciene și cretacice.

Tot în acest sens, dar mult mai interesante sînt studiile mai de detaliu, realizate de I.S.C.H. (1967) asupra zonei orașului București, cu privire la potențialul specific orizontului acvifer A al stratelor de Frătești, care prezintă o fizionomie diferită (mai frămîntată și care indică un paleorelief), în raport cu potențialul specific orizontului C (cu izolinii mai liniștite de tip deltă-con).

La o scară mai mare, cuprinzînd întreg complexul stratelor de Frătești și regiunile limitrofe din vestul și estul zonei orașului București, este *studiul hidrogeologic al I.S.C.H.*(1967), cu caracter destul de general, din lipsă de foraje mai numeroase, în raport cu cel din conul Prahovei, prezentat mai în detaliu (I.S.C.H., 1967). Aici analiza comparativă a hidroizohipselor, izofreatelor și izopahitelor scoate mai bine în evidență potențialul hidrogeologic al acestei regiuni. De asemenea, aceste hărți evidențiază foarte clar tipul structurilor acvifere piemontane interfluviale.

Într-un sens mai larg, referindu-ne la apele subterane de mai mare adîncime se poate remarca corelația strînsă dintre acestea și structurile majore ale funda-

mentului şi cuverturii lui sedimentare din zona de platformă şi de contact cu orogenul carpatic, problemă de care nu ne ocupăm.

În concluzie, subliniem necesitatea aprofundării problemelor litologiei, stratigrafiei şi tectonicii depozitelor plio-cuaternare pentru cunoaşterea hidrogeologiei Cîmpiei Române, în vederea scoaterii în evidenţă a potenţialului hidrogeologic necesar marilor lucrări agroameliorative, hidrotehnice, de sistematizare teritorială etc.

Capitolul V

RELIEFUL ŞI SPECIFICUL LUI

Relieful constituie baza tuturor celorlalte condiţii naturale sau suprafaţa directă a litosferei asupra căreia acţionează tot complexul de factori interni şi externi, inclusiv activitatea omului. Din punct de vedere genetic, relieful Cîmpiei Române este rezultanta directă a acţiunii forţelor endo-exogene. În ansamblu, relieful Cîmpiei Române se încadrează în categoria marilor şesuri continentale ale Europei, de tipul cîmpiilor de loess, cu forme netede, uşor ondulate şi înclinate, cu energie redusă şi altitudini care foarte puţin depăşesc 200 m.

În cadrul reliefului României, Cîmpia Română constituie o macrounitate, compusă din forme pozitive şi negative, de diverse ordine ca mărime, de mezo- şi microforme, care se asociază local în regiuni, subregiuni şi microregiuni geomorfologice, analizate în partea a treia.

A. RELIEFUL ŞI FIZIONOMIA LUI

Ne referim aici la diferitele aspecte exterioare pe care le imprimă reliefului morfografia şi morfometria, începînd cu harta hipsometrică şi interpretarea ei (vezi fig. 1).

1. HIPSOMETRIA ŞI GENERAŢIILE DE VĂI

Din analiza curbelor hipsometrice se pot desprinde nu numai liniile majore ale situaţiei reliefului deasupra lui 0 m marin, ci şi o serie de elemente care ne ajută la înţelegerea genezei Cîmpiei Române în legătură strînsă cu generaţiile de văi care reflectă prin configuraţia lor fazele din ce în ce mai noi spre est-nord-est. Ele indică, de asemenea, şi largile ondulări tectonice (ridicări, coborîri) sau fizionomia conurilor-deltă, rezultate din acţiunea reţelei hidrografice, fapt remarcat încă din 1911 de către Al. Dimitrescu-Aldem.

Din analiza celor două curbe hipsometrice extreme (de 300 m şi de 15 m) se vede că relieful Cîmpiei Române este situat la altitudini din ce în ce mai coborîte spre sud, sud-vest, sud-est şi nord-est. Cele mai mari înălţimi, situate între 300—200 m se află în zona piemontană Piteşti—Filipeştii de Pădure, iar cele mai mici, sub 10 m în sectorul de confluenţă a Siretului cu Dunărea (vezi fig. 1).

a) **Prima fîşie** cea mai înaltă, cu valori de 300—200 m înălţime se conturează clar în zona piemontană Piteşti—Filipeştii de Pădure. Această fîşie

se leagă strîns prin aceleaşi valori altimetrice cu cîmpiile piemontane înalte din vest, atribuite pînă acum Piemontului Getic. Spre vest de Jiu, aceste cîmpii înalte loessoide avînd aceleaşi caractere morfologice (netezimea, adîncimea văilor şi densitatea mare a acestora ajung pînă la marginea Depresiunii Vînju Mare şi la Pleniţa). Funcţia lor agrogeografică iese în evidenţă prin predominarea terenurilor agricole la care se adaugă prezenţa crovurilor destul de numeroase şi aici.

În cuprinsul Cîmpiei Române, începînd din sectorul Piteşti şi pînă la Prahova, forma convexă a curbei de 200 m şi divergenţa văilor conturează acţiunea morfogenetică a rîurilor Argeş, Dîmboviţa, Cricovul Dulce şi Prahova la formarea celui mai înalt sector al Cîmpiei Române, unde se găsesc şi cei doi martori tectonici izolaţi, cu altitudini maxime, *Măgura Bucşani* (364 m) şi *Măgura Mărgineni* (331 m). Între Siret şi Prut, curba de 200 m limitează cele două sectoare ale Podişului Covurlui, cea sudică putînd fi înglobată mai uşor Cîmpiei Române.

b) **A doua fîşie** situată mai jos, între curbele de 200—100 m altitudine, are forma unui arc de cerc, cu convexitatea spre sud şi se întinde între valea Desnăţuiului şi Ploieşti. Aceasta schiţează prelungirea conurilor-deltă din amont, generate aici de rîurile amintite, la care se adaugă Oltul şi Jiul, dar cu direcţii mai variate spre SV între Desnăţui şi Jiu; N-S între Jiu şi Olt, apoi S-E între Olt şi Călmăţui, NV-SE între Vedea şi Argeş; V-E şi chiar N-E între Argeş şi Prahova. Această fîşie este predominantă ca întindere între Jiu şi Prahova, unde acţiunea constructivă a rîurilor carpatice la formarea Cîmpiei Române a fost dintre cele mai importante şi la care se adaugă aportul Dunării pe direcţie NV-SE, începînd de la ieşirea acesteia din defileu. În Cîmpia Olteniei, curba de 100 m altitudine conturează pintenii transversali, care separă depresiunile dintre Drobeta-Turnu Severin şi rîul Drincea.

La est de Piteşti şi apoi la nord-est de Buzău, Rîmnicu Sărat şi Panciu, curba de 200 m altitudine indică contactul dintre Subcarpaţi şi cîmpia subcolinară piemontană, mărginită la exterior de curba de 100 m. În Cîmpia Poiana-Nicoreşti, curba de 200 m indică limita ei nordică.

c) **A treia fîşie** cu valori între 100 şi 50 m altitudine, aparţine cîmpiilor Burnaz, Vlăsia şi Mostiştea, ca şi marilor convergenţe hidrografice din sectoarele Cîlniştea şi Adîncata—Urziceni. În cuprinsul Bărăganului sudic, ea pătrunde ca un pinten prelung la sud de valea Ialomiţei şi conturează martorul înalt al Hagienilor, iar în Bărăganul de mijloc ocupă mai mare parte din suprafaţa acestuia. Ea lipseşte complet din Bărăganul nordic (Cîmpia Brăilei), dar, în schimb, conturează bine cîmpia piemontană dintre Buzău şi Şuşiţa. Între Călmăţui şi Argeş, prin forma ei iese în evidenţă aportul Dunării la formarea Burnazului, iar între Cîlniştea şi Buzău indică contribuţia celorlalte rîuri carpatice sub formă de conuri-delte, aşa cum se vede la temelia Bucureştiului sau la sud de Buzău, mai ales prin conul-deltă dintre valea Călmăţuiului şi valea Sărata, semnalat pentru prima dată de A l d e m (1911). În colţul de NE, curba de 100 m altitudine taie Cîmpia Galaţi în două şi tot ea indică limita cu Cîmpia Tecucilor.

În ansamblu, această fîşie hipsometrică de forma unui cap de albie, scoate în evidenţă „golful" nordic-estic al Cîmpiei Române situat exact pe cursul inferior al Siretului, unde şi lacul pleistocen a avut această formă.

d) **A patra fîşie,** cu valori şi mai scăzute de 50—15 m altitudine, ocupă partea estică a Bărăganului în ansamblu, inclusiv sectorul piemontan mai coborît dintre Buzău şi Şuşiţa, care face trecerea spre cîmpia joasă a Siretului. Din cuprinsul ei se detaşează martorul izolat, mai mare, situat în vestul oraşului Brăila şi altul mai mic, în sud. Această perturbare se datoreşte văii Iencii, fost curs al Buzăului şi unor braţe ale Dunării, cum este cel din lungul Lacului Sărat (vezi anexa).

e) **A cincea fîşie situată sub 15 m altitudine** delimitează foarte bine cîmpia de nivel de bază a Dunării, care ajunge pînă la gura Argeşului şi care este dominată morfohidrografic de marile ostroave Ialomiţa şi Brăila, la care se adaugă sectorul cel mai inferior al Siretului cu zona de confluenţă. Această fîşie reprezintă de fapt sectorul în care au ajuns apele ultimei transgresiuni marine care a înaintat mai mult în amont pe valea Dunării şi Siretului.

Bogăţia în specii de *Dreissensia*, cu aspect de falună, cu grosime de 1—3 m în profilele din Valea Iencii confirmă acest lucru.

Cele patru fîşii hipsometrice principale analizate aici scot în evidenţă succesiunea generaţiilor de văi secundare, autohtone, caracteristice Cîmpiei Române (vezi fig. 1), ca şi vîrsta diferită a lor. Ele indică în acelaşi timp şi modul cum s-a retras lacul pleistocen mediu. Prezenţa zonei de întîlnire a fîşiilor cu valori între 200 m şi 15 m la contactul dintre curbura piemontană şi cîmpia Siretului inferior pledează pentru admiterea ultimelor resturi ale lacului pleistocen tot aici, unde s-a făcut legătura şi cu transgresiunea din timpul fazei W_1-W_2.

2. FRAGMENTAREA ŞI GEODECLIVITATEA

Aşa cum se vede din analiza densităţii reţelei hidrografice, expusă în capitolul următor, Cîmpia Română intră în categoria marilor unităţi geomorfologice cu fragmentare destul de redusă, atît pe orizontală (ca densitate), cît şi pe verticală (ca energie). În plus, în cuprinsul ei apar întinse suprafeţe nefragmentate sau cu o fragmentare foarte slabă (vezi anexa).

a) **Fragmentarea reliefului.** Dacă o analizăm pe baza densităţii reţelei hidrografice, ies în evidenţă cele două categorii de unităţi: nefragmentate, specifice cîmpiilor interioare predunărene, loessoide, din Bărăgan, Moştiştea şi Burnaz, lipsite de văi şi de scurgere superficială, dar în schimb cu scurgere subterană a apelor freatice şi cu slabă fragmentare marginală. Acest caracter apare şi la vest de Olt, aproape în toată Cîmpia Olteniei, datorită atît depozitelor loessoide, cît mai ales celor eoliene de dune.

În categoria unităţilor slab fragmentate cu densităţi mai mici de 0,3 km/km^2 intră aproape întreaga Cîmpie Română, cu excepţia cîmpiilor Piteşti, Cricovului Dulce, Focşani, unde valorile densităţii cresc între 0,3—0,7 km/km^2.

Energia reliefului sau adîncimea văilor în raport cu suprafaţa iniţială a interfluviilor este în general mai mare pe latura marginală, începînd cu Bărăganul sudic, Burnazul, Cîmpia Caracalului, Cîmpia Sălcuţa-Şegarcea, unde cîmpurile interfluviale rămîn suspendate la 30—50 m deasupra văilor mari şi adînci, mărginaşe. Acelaşi lucru se poate spune şi despre Pintenul Măgurii (Cîmpia Cricovului Dulce) şi de Cîmpia Galaţi. Singurele regiuni cu o vălurire mai pronunţată atît pe orizontală, cît şi pe verticală sînt cele dintre Olt şi Neajlov, dintre Siret şi Prut, ca şi dintre Buzău şi Şuşiţa (mai ales la contactul cu dealurile subcarpatice). Zona de divagare cu densitate mare sub raport hidrografic este lipsită de contraste morfologice, interfluviile fiind joase şi netede.

Caracterul deluros al interfluviilor devine din ce în ce mai pronunţat în cuprinsul regiunilor marginale din Cîmpia Covurluiului, Pintenul Măgurii, Cîm-

pia Pitești, Cîmpia înaltă Simnic-Craiova, Cîmpia înaltă Bucovăț-Plenița, unde energia de relief depășește 30—50 m, iar densitatea văilor trece de 0,5 km/km² (vezi amănunte în capitolul de hidrografie).

Geodeclivitatea și liniile morfologice de denivelare. Analizată în ansamblu, din cuprinsul Cîmpiei Române se detașează sub raportul fragmentării prezența liniilor morfologice de denivelare, care reprezintă cele mai importante accidente de relief și care sînt în general specifice văilor sau interfluviilor asimetrice (vezi anexa). Între acestea amintim linia Balota—Hinova—Batoți, prin care dealurile piemontane și prelungirea lor prin Dealul Stîrminei domină Depresiunea Drobeta-Turnu Severin, apoi liniile cuestelor din Cîmpia Olteniei; versantul abrupt al Dunării la Crivina, Izvoarele, Gîrla Mare, Vrata, Cetate-Calafat; linia Jiului reprezentată prin versantul drept; linia Oltului situată pe versantul stîng al văii Oltului; linia sudică a Burnazului, linia nordică a Burnazului (care începe cu versantul drept al Cîlniștei și care ajunge pînă la Radovanu; linia Argeșului pe latura stîngă a văii respective prin care Piemontul Cîndești domină lunca și terasele acestuia; linia Dîmboviței foarte bine exprimată în Cîmpia Bucureștilor prin care versantul drept depășește ca înălțime pe cel stîng; linia Ialomiței prin care tot versantul drept și respectiv Bărăganul sudic domină pe cel din mijloc.

Acest lucru este valabil și în valea Călmățuiului de Buzău și la Buzăul propriu-zis și pe latura de nord a Bărăganului nordic, unde localitatea Piscu indică acest lucru prin denumirea respectivă. Putem aminti, de asemenea, linia Borcei, prin care Bărăganul sudic domină Ostrovul Ialomiței, mai ales între sud-Fetești și nord-Stelnica, ca și de o linie a Siretului, prin care Cîmpia Galați depășește lunca joasă a rîului respectiv. Această linie a Siretului este foarte clară pe latura de vest a Piemontului Poiana-Nicorești etc. Aceste linii morfologice de eroziune la care se mai adaugă și altele cu valori mai mici, precum și liniile marginale tectono-erozive, ridică diverse probleme pentru agricultură prin dinamica mai activă a versanților pentru stabilitatea centrelor populate și terenurilor de culturi, ca și pentru căile de comunicație — săparea de deblee etc.

Toate aceste linii de denivelare morfologică constituie și sectoarele cu cele mai mari pante, cu valori de peste 30°.

În restul cîmpiei, la nivelul interfluviilor, valorile unghiurilor de pantă sînt foarte mici sub $0{,}015^0/_{00}$, ca dealtfel și în lungul luncilor. Valori mai ridicate (dar sub $0{,}10^0/_{00}$) apar la contactul teraselor cu luncile, pe frunțile teraselor sau chiar în cadrul microreliefului de dune sau de crovuri (M. D o b r e s c u ș.a., 1969).

Varietatea mai mare sau mai mică a unghiurilor de pantă stă în raport direct cu fragmentarea reliefului, atît pe orizontală, cît și pe verticală. În ansamblu, Cîmpia Română intră în categoria unităților cu relief în care predomină suprafețele plane sau ușor înclinate, cu excepția liniilor principale cu denivelări morfologice (vezi harta raionării pantelor în regiunile irigabile, citată mai sus).

3. CLASIFICAREA FORMELOR DE RELIEF

În cuprinsul ansamblului care constituie relieful Cîmpiei Române se pot face diferite clasificări, plecînd de la criteriile cunoscute: poziție, aspect, dimensiuni, geneză, mod de utilizare etc.

Ținînd seama de necesitățile acestei lucrări în care accentul cade pe importanța reliefului ca element natural integrat complexului zonal, pedofitoclimatic și azonal, morfohidrografic, am adoptat criteriul polivalent care înglobează criteriile amintite mai sus, separînd aici mai întîi — *mezorelieful* și apoi *microrelieful*, ca forme care dau nota dominantă ca fizionomie, dar și ca importanță practică în economie, ca funcționalitate geomorfologică. În cadrul acestor probleme de ansamblu asupra mezo- și microreliefului, acordăm o atenție mai mare ultimului aspect pe care-l expunem în detaliu mai departe.

B. MEZORELIEFUL — SISTEMELE DE VĂI ȘI DE INTERFLUVII

Noțiunile de vale și interfluviu sînt mai bine precizate în Cîmpia Română în urma studiului nostru asupra Cîmpiei Olteniei, ele fiind astăzi utilizate destul de mult în pedologie, hidrologie, hidrogeologie etc. Valea și interfluviu sînt două noțiuni inseparabile, în sensul că prin formarea văilor în urma adîncirii rețelei hidrografice, implicit a fost necesară separarea interfluviilor, ca resturi ale suprafeței inițiale fluvio-lacustre și piemontane. Paralel cu această adîncire și lărgire a văilor s-au format terasele fluviatile și s-au acumulat depozitele loessoide, care au întregit acțiunea constructivă a Cîmpiei Române.

Prin acțiunea sincronă fluvio-eoliană din timpul pleistocenului au fost stabilite trăsăturile morfogenetice principale ale Cîmpiei Române, în sensul că interfluviile ca resturi ale suprafeței inițiale sînt unitățile morfologice cele mai vechi în care loessul are cea mai mare grosime și cele mai multe soluri fosile, iar văile fiind mai noi, au loessuri mai subțiri și soluri fosile mai puține, în raport cu vechimea teraselor, fapt bine documentat în valea Oltului (P. C o t e ț, 1957) și în alte părți.

Cu această împărțire generală pe sisteme de văi și interfluvii se începe analiza genetică regională și se stabilesc trăsăturile imprimate de rețeaua hidrografică ca agent sculptural de bază.

1. SISTEMUL DE VĂI — CLASIFICAREA ȘI ANALIZA LOR

În raport cu rețeaua hidrografică, văile fluviatile sînt de două feluri: *principale* și *secundare*. Cele principale sînt reprezentate prin văile Dunării, Jiului, Oltului, Argeșului, Dîmboviței, Ialomiței și Siretului, care se disting de celelalte, nu numai prin dimensiunile lor, ci și prin fazele de evoluție, numărul de terase și chiar prin funcția geomorfologică. Văile sînt forme de relief negative, simetrice sau asimetrice și care separă între ele cîmpurile sau interfluviile. Acestea din urmă rămîn suspendate la altitudini diferite în raport cu acțiunea de eroziune în adîncime a rîurilor, cu energia de relief creată de acestea, dar și cu acțiunea de acumulare eoliană a loessului și a dunelor de nisip, care au înălțat și au acoperit podurile cîmpurilor și teraselor fluviatile cu o cuvertură în grosime variabilă.

Funcția principală a văilor ca elemente morfohidrografice este *asigurarea drenajului de suprafață și subteran al apelor*, iar sub raport genetic, pe baza teraselor și a luncilor se poate reconstitui destul de exact „viața rîurilor", evoluția lor paleohidrografică. Elementele componente ale văilor sînt: *fundul văii* și *versanții* sau *laturile marginale*, care pot avea dimensiuni și aspecte diferite. La văile evoluate, largi și adînci se mai adaugă terasele, foste fun-

duri de văi suspendate deasupra albiei actuale, cu altitudini, lățimi și lungimi variate (vezi anexa), dar care nu sînt supuse inundațiilor din viituri.

Fundul văilor îmbracă diferite aspecte, la cele mici și neevoluate, acesta se suprapune cu albia minoră sau firul văii, iar la cele mari, evoluate, cu prezența albiilor majore sau luncile, adevărate șesuri aluviale, cu dimensiuni foarte mari, cum este cazul la Dunăre, Olt, Siret etc., dar care sînt inundate în timpul viiturilor mari.

Clasificarea văilor se poate face după diverse criterii. În raport cu dimensiunile pe care le au, cu evoluția și funcția pe care o îndeplinesc, văile Cîmpiei Române se pot clasifica în trei categorii: *principale, intermediare* și *secundare* al căror caracter de simetrie și asimetrie, ca și stadiile de evoluție se conturează din ce în ce mai bine, începînd de la cele secundare spre cele principale, adică de la cele de tip Moștiștea, de exemplu, spre cele de tip Jiu, Olt, Dunăre etc.

Ținînd seama de poziția lor în cadrul Cîmpiei Române, văile fluviatile se clasifică în *văi externe*, singura de acest gen fiind Valea Dunării și *văi interioare*, în care intră toate celelalte. De aici rezultă și ordinea expunerii lor în cele ce urmează.

2. VALEA DUNĂRII — SISTEMUL DE TERASE ȘI LUNCA EI

Valea Dunării apare ca un arc de cerc care delimitează Cîmpia Dunării față de regiunile mărginașe învecinate și care reprezintă în același timp elementul principal sub raport morfologic, genetic și cronologic pentru morfostratigrafia acesteia, prin sistemul de terase cel mai complet și prin lunca cea mai întinsă. În regiunea vestică a Olteniei pînă la Desnățui, Cîmpia Română se confundă cu valea Dunării, iar în rest, aceasta ocupă suprafețe destul de mari, care ajung uneori la zeci de kilometri lățime. Valea Dunării se distinge de restul Cîmpiei Române prin delimitarea ei față de suprafața inițială, mai veche, în care este săpată, sub formă de trepte distincte începînd cu terasele și terminînd cu lunca.

Ea constituie în ansamblu cea mai mare și cea mai tipică cîmpie fluviatilă și ale cărei elemente componente se corelează genetic cu toate celelalte văi interioare.

Datorită importanței deosebite pe care o are în economia țării și ca arteră de circulație internațională prin albia actuală și ca nivel de bază local, pentru toate rîurile Cîmpiei Române, valea Dunării a stat și stă în atenția specialiștilor din toate domeniile de cercetare (geologică și hidrogeologică, geomorfologică și hidrologică, climatică, biologică, pedologică, agroameliorativă etc.). Acesteia i-a fost consacrat un studiu geografic complex de către Institutul de geografie (1960), precum și un studiu pe întreg bazinul Dunării (J. F i n k, 1963)[1]. Privită în plan orizontal, valea Dunării se prezintă sub formă de sectoare mai înguste, un fel de „porții" sau pinteni, cum sînt cei de la Crivina—Brza Palanka (R.S.F. Iugoslavia) Tr. Măgurele—Nikopol (R. P. Bulgaria), Hîrșova—Țăndărei, Cotu Pisicii—Galați, sau de sectoare mai largi, cu aspect de mici depresiuni cu terase și luncă mai întinse, toate împreună reflectînd influența litologiei și a liniilor tectonice transversale (vezi fig. 1,2).

Tot aici trebuie remarcat și faptul că patul văii Dunării este săpat peste tot în depozite mai vechi, pliocene, sarmațiene, cretacice, de șisturi verzi,

[1] Partea pentru țara noastră aparține lui A. C. B a n u.

nord dobrogene pe care este instalată lunca actuală sau pe care le atinge talvegul în prezent, căzut în trepte sub 0 m, mai ales de la Hîrșova în aval.

a) **Terasele Dunării și specificul lor.**[1] Sub acest aspect, valea Dunării a făcut obiectul cercetărilor începînd cu E m m. d e M a r t o n n e (1902), G. M u r g o c i (1907), A l. D i m i t r e s c u — A l d e m (1911), G. V â l s a n (1915), C. B r ă t e s c u (1922, 1938), E m. P r o t o p o p e s c u — P a c h e (1923), V. M i h ă i l e s c u (1928, 1947), P. C o t e ț (1951, 1957, 1970), E. P r i s n e a (1962), E. L i t e a n u — C. G h e n e a (1966), colectivul I.G.G. (1969), N. M. P o p p (1970), K. S t r a s z e w s k i (1974) și alții.

Terasele Dunării apar ca trepte morfologice bine exprimate în relief aproape peste tot cu excepția unor porțiuni din Oltenia, unde cuvertura nisipurilor de dune le falsifică altitudinea și le acoperă frunțile, creînd astfel o imagine falsă asupra numărului precis al lor. Prezența orizonturilor de pietrișuri cu nisipuri și corelarea lor cu altitudinea reală a podurilor de terase rămîne singura cale reală de stabilire exactă a teraselor dunărene. Tot pe baza de foraje s-au stabilit și sectoarele unde terasele Dunării se afundă sub cuvertura de pietrișuri mai noi a luncii actuale, așa cum este cazul în aval de Călărași și mai ales în cuprinsul marilor ostroave — Ialomița și Brăila (P. C o t e ț, 1970, a).

Un alt fapt binecunoscut astăzi este scăderea generală a numărului teraselor din amont spre aval, începînd de la ieșirea Dunării din defileu și pînă în ostrovul Brăilei. În raport cu depozitele mai vechi în care sînt săpate, terasele Dunării se grupează în două compartimente mari — *unul vestic* și *nord-vestic*, situat între Schela Cladovei și gura Argeșului, unde terasele sînt sculptate în depozite villafranchiene, cu pliocen în bază, și *altul estic* și *nord-estic*, între gura Argeșului și gura Călmățuiului de Buzău, unde terasele sînt săpate în depozite mai noi, pleistocene medii, fără pliocen la zi în baza acestora. Grupate în cele trei complexe amintite în capitolul anterior, terasele Dunării au următoarea desfășurare longitudinală și transversală cu cele trei sectoare cunoscute — vestic, de mijloc și estic, redate în harta anexă.

Sectorul vestic prezintă cel mai mare număr de terase, sistemul complet care începe cu terasa în rocă *Erghevița* și se continuă cu restul teraselor stabilite de autor în Cîmpia Olteniei (P. C o t e ț, 1957), care-și găsesc corespondențe în terasele celor două văi mari, afluente — Jiu și Olt —, iar ca vîrstă sînt confirmate de analiza datelor de foraj, de paleosoluri și solurile actuale, ca și de fauna de mamifere pleistocene. În ce privește adoptarea unor scheme noi propuse de alți cercetători (C. G h e n e a ș.a., 1963), T. B a n d r a b u r ș.a. (1963), L. B a d e a, G h. N i c u l e s c u ș.a. (1969), ele s-au dovedit ca necorespunzătoare realităților terenului, așa cum au confirmat pedologii C. O a n c e a și M. P a r i c h i (1967, 1970).

Sectorul de mijloc este situat între Olt și Argeș și el aparține Burnazului, unde terasele Dunării au mai mare dezvoltare între valea Călmățuiului și localitatea Daia. Aici sînt bine dezvoltate terasele medii și inferioare. Tot aici se remarcă și primul fragment de cîmpie lipsit de terase dunărene, situat între Daia și Căscioarele, unde Lunca Dunării vine în contact direct cu cîmpul înalt al Burnazului, după care urmează, așa-numita *„terasă Greaca"*, remarcată și descrisă pentru prima dată de V. M i h ă i l e s c u (1928) și stabilită cronologic de către C. B r ă t e s c u (1938), ea fiind situată mai jos, sub cîmpul înalt Mihai Bravu (de vîrstă Günz după același autor). Această treaptă de relief este

[1] Analiza de detaliu pe bază de foraje într-un studiu viitor.

scoasă în evidenţă de bazinul hidrografic al Sboiului, care se suprapune pe podul ei, structural însă profilul redat în figura 6 B, nu arată prezenţa depozitelor de terasă, ci a depozitelor de Frăteşti. Acest fapt ne face să contestăm treapta morfologică Greaca ca terasă de acumulare dunăreană, ci mai mult ca o terasă de eroziune.

Acelaşi lucru este valabil şi pentru terasa Chirnogi, lipsită de depozitele respective, pietrişurile şi bolovănişurile ce apar în carierele din sud aparţinînd tot depozitelor de Frăteşti. Treapta Chirnogi, ca altitudine pare mai degrabă o terasă marginală, lacustră, de abraziune, formată de apele lacului pleistocen med u (M-R), cu al cărui nivel se racordează pe sub depozitele loessice cu depozitele de Mostiştea.

Sectorul estic, deşi pare mai simplu, este totuşi destul de complex prin apariţia locală a mai multor subsectoare, *primul* fiind cel dintre Argeş şi Mostiştea cu patru terase, situate sub nivelul cîmpului şi care se racordează destul de bine cu terasele Dîmboviţei de partea stîngă. *Al doilea* subsector Mostiştea—Jegălia prezintă numai terasele inferioare (Coadele şi Călăraşi), după care urmează subsectorul Jegălia—Cegani, lipsit de terase şi apoi subsectorul Cegani—Vlădeni, cu două terase (Borduşani, Vlădeni), acoperite de dune şi cu podul larg vălurit.

Ultimul subsector este cel dintre Ialomiţa şi Călmăţuiul de Buzău, cu trei trepte morfologice, falsificate mult prin nisipurile de dune, dar ca şi cele precedente din subsectorul Vlădeni—Cegani, sînt lipsite de depozitele imediate de nisipuri şi pietrişuri sau care se află la adîncimi mai mari, datorită scufundării lor.

În Cîmpia Brăilei, deşi apar două trepte morfologice, admise în general ca terase ale Dunării, practic ele nu pot fi confirmate prin depozitele de pietrişuri şi nisipuri din bază, care de fapt sînt mai vechi, aşa cum s-a arătat în cap. III. Acest lucru ne-a determinat să explicăm aceste trepte morfologice ca fiind legate genetic de prezenţa cîmpiei piemontane a Rîmnicului (P. C o t e ţ, 1973).

b) **Lunca Dunării şi fazele ei de evoluţie.** Aceasta este cea mai mare unitate geomorfologică holocenă Cîmpiei Române şi reprezintă în acelaşi timp nivelul de bază al tuturor celorlalte lunci formate de rîurile afluente Dunării. În general, luncile ca funduri de văi ce corespund albiilor majore în care rîurile se revarsă în perioadele apelor mari sînt netede, lipsite de denivelări mari şi cu hidrografie proprie (albii şi meandre părăsite, lacuri, mlaştini şi canale de legătură-japşe). Microclimatul local mai adăpostit, vegetaţia hidrofilă şi solurile aluvionare şi apa freatică la mică adîncime completează trăsăturile naturale ale acestor şesuri aluvionare destul de întinse. În cazul Dunării, lunca constituie o adevărată *cîmpie de nivel de bază*, cu o morfodinamică destul de accentuată şi complexă.

Prezenţa apelor din revărsări şi altitudinea mai mică atenuează mult din excesivitatea climatului înconjurător. Depunerea mîlurilor argilo-nisipoase sau nisipo-argiloase influenţează fertilitatea solurilor şi fac din lunci unităţi agro-productive de prim ordin.

Procesul aluvionar ca factor pedogenetic azonal şi solurile îngropate reprezintă două elemente importante, care ne ajută la stabilirea dinamicii pedogeomorfologice, a condiţiilor paleogeografice, a litologiei şi compoziţiei mecanice, a regimului de scurgere al rîurilor. La acestea se adaugă analiza diferitelor procese biologice, fizico-chimice etc. Macrogeomorfologia luncilor este o problemă care nu poate fi separată de analiza pedogeografică.

Lunca Dunării este rezultatul activităţii marelui fluviu ce s-a desfăşurat prin eroziune laterală foarte accentuată şi acumulare longitudinală pe grosimi variabile, ce depăşesc uneori 10—20 metri (cît au cele două faciesuri cunoscute — de albie şi luncă). În afară de rolul albiei principale trebuie adăugată şi acţiunea braţelor secundare, a bălţilor sub formă de lacuri sau mlaştini, a proceselor pedogenetice şi rîurilor afluente, ca şi acţiunea omului prin marile transformări agroameliorative. Lunca Dunării reprezintă în faza actuală cea mai antropogenizată unitate a Cîmpiei Române, datorită marilor lucrări de îndiguiri, desecări şi irigări, ea depăşind faza dezvoltării naturale şi trecînd la faza unei dirijări complexe după necesităţile economiei naţionale.

În cuprinsul ei se pot desprinde totuşi fazele principale de evoluţie actuală şi care trebuie avute în vedere în lucrările agroameliorative de perspectivă, în legătură cu procesele noi care iau naştere prin acţiunea complexă a naturii şi a societăţii omeneşti. Două sînt aceste faze principale ce se pot urmări în figura 40 din care rezultă că evoluţia în ansamblu a luncii Dunării a fost strîns legată de elementul dinamic principal — albia Dunării, prin despletiri în braţe şi prin formarea ostroavelor, ataşate treptat luncii, care a crescut în lăţime.

P r i m a f a z ă este reprezentată prin sectorul Călăraşi—Brăila — prin despletire în două braţe principale, lunca Dunării capătă aspectul unor „*delte interioare*", în care pe primul plan stau ostroavele, cu caracter de lunci insulare, interioare şi cu fîşii înguste, de lunci marginale (fig. 40, I).

Pe o suprafaţă mai redusă, această fază mai apare în sectorul Ostrovul Mare, la vest de Gogoşu.

A d o u a f a z ă, cu multe exemple, o constituie restul luncii Dunării cu o evoluţie mai înaintată, de colmatare a braţului secundar, de transformare a lui în bălţi — lacuri relicte, moarte, prin care ostroavele respective sînt ataşate luncii propriu-zise (fig. 40, II). Un aspect mai diferit l-au constituit lacurile-bălţile laterale, tip Bistreţ, Potelu, Suhaia, Greaca, Călăraşi, şi altele formate în urma inundaţiilor, situate pe foste braţe ale Dunării şi care au supravieţuit prin canalele de legătură cu albia principală, dar care în prezent au dispărut în cea mai mare parte prin lucrările de desecare.

Ostroavele interdunărene şi hidrodinamica Dunării. Ne referim în continuare la o serie de ostroave mai mari sau mai mici, cum sînt Batim, Vardim, Balena, Kozlodui (de pe teritoriul R. P. Bulgaria) şi Ostrovul Lung, Ramadan, Mocanu, Calnovăţ, Păpădia etc. (de pe teritoriul ţării noastre) şi la formarea lor.

În legătură cu apariţia ostroavelor sau insulelorfluviatile, M. M a r i n e s c u (1967) remarcă un fapt demn de reţinut. Între Brăila şi Timoc, pe 675 km apar 159 de insule permanente, iar în aval spre mare numai 4 insule permanente. Numărul mai mare între Timoc şi Brăila se explică prin aportul bogat de aluviuni transportate de reţeaua hidrografică afluentă, mai numeroasă, de pe cele două maluri românesc şi bulgăresc. Numărul mare de insule are influenţă asupra împărţirii debitului lichid pe mai multe braţe secundare, ca şi asupra lăţimii braţelor principale ale fluviului.

Lăţimea albiei minore în zonele fără ramificaţii, de albie unică, variază între 450 m la km 709 şi 1 200 m în zona km 678. Lăţimi mai mici apar pe braţele secundare ale fluviului, în zonele cu ramificaţii secundare, de exemplu, la Cernovadă (km 300), unde lăţimea albiei minore este de numai 260 m (M. M a r i n e s c u, 1967).

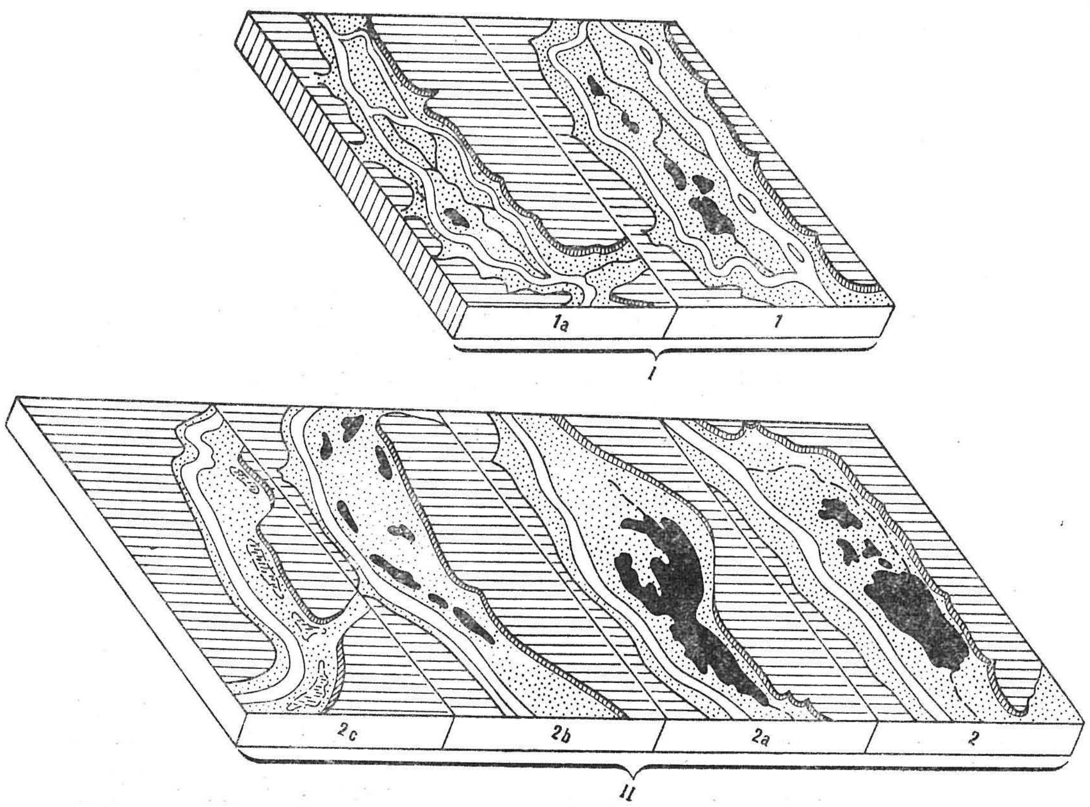


Fig. 40 — Evoluția morfohidrografică a Luncii Dunării:
I — faza de luncă cu ostroave mari: *1* — tip Brăila; la tip Ialomița; *II* — faza de luncă cu bălți laterale; *2* — tip Greaca; *2a* — tip Potelu; *2b* — tip Desa; *2c* — tip Maglavit-Gîrla Mare — multe din bălțile amintite dispărute și pe cale naturală

În legătură cu panta medie longitudinală a suprafeței apei în zona Timoc (R. S. F. Iugoslavia)—Brăila, ea variază între 3,7 și 5,4 cm/km. Panta longitudinală maximă pentru niveluri mari este de 9,3 cm/km în zona km 800, iar pentru niveluri mici de 7,3 cm/km în zona km 570 (M. M a r i n e s c u, 1967).

3. VĂILE INTERIOARE PRINCIPALE

Acestea se clasifică din două tipuri — *văile piemontane* cu aspect de pîlnii, larg deschise spre exterior și ale căror văi se pierd treptat în zona de divagare și *văi de tip culoar*, cu direcții variate și care separă cîmpurile în alte predunărene, cu terase și lunci largi, cum sînt văile Jiului, Oltului, Argeșului, Dîmboviței, Ialomiței etc., adevărate cîmpii fluviatile interioare.

Valea Oltului este cea mai importantă dintre văile interioare prin cel mai complet sistem de terase (vezi anexa), bine determinate sub raport cronologic (P. C o t e ț, 1957). Asimetria văii Oltului și dezvoltarea mare a teraselor pe partea dreaptă, începînd de la Piatra Olt spre sud și corelarea lor cu terasele Dunării indică concordanța dintre evoluția acestor două mari artere hidrografice. Valea Oltului prin dimensiunile și forma ei constituie o importantă axă morfohidrografică care separă Cîmpia Română în două mari sectoare istorice — Cîmpia Olteniei, în vest și Cîmpia Munteniei, în est.

Valea Jiului este asemănătoare cu cea precedentă ca număr de terase, a căror suprafață este mascată de nisipul dunelor, dar se deosebește prin asimetria de sens contrar, ca și prin terasele dezvoltate mai mult pe partea stîngă.

Valea Argeșului reprezintă cea mai mare axă a Cîmpiei centrale, cu direcția NV-SE și ea se întinde între Pitești și Oltenița. Dominată de abruptul în trepte gravitaționale și antropice al Piemontului Cîndești și de terasele proprii în evantai, valea Argeșului se aseamănă foarte mult cu valea Dîmboviței în zona de divagare Potlogi—Brezoaia, unde are maluri joase, iar în culoarul Ciorogîrla—Domnești, ea a avut luncă comună cu Dîmbovița. Începînd de la Buturugeni în jos, valea Argeșului devine asimetrică pînă la Grădiștea, versantul ei drept fiind mai clar, iar de la Goștinari și pînă la Radovanu, abruptul Burnazului o domină cu peste 30—40 m.

Valea Dîmboviței prezintă aspecte mai variate. Pînă la Conțești este asimetrică și dominată de terasele proprii în evantai de pe partea dreaptă, iar de la Conțești și pînă la Joița, are maluri joase și traversează zona de divagare Răcari. De la Bîcu, valea Dîmboviței devine din nou asimetrică prin versantul drept mai înalt pînă la confluența cu Argeșul. Versantul stîng mai prelung prezintă 2—3 terase joase, destul de întinse la est de Budești și care se contopesc în dreptul localității Curcani cu terasele Dunării. Asimetria este foarte evidentă și în cuprinsul Capitalei, prin numeroasele grădiști, situate în luncă.

Valea Ialomiței este cea mai lungă vale interioară a Cîmpiei Române. Separată de valea gemenă a Argeșului prin conul de dejecție comun, ea este dominată de versantul mai înalt al Pintenului Măgurii, pînă aproape de Țăriceni, unde străbate zona de divagare. Mai departe, ea pătrunde în cîmpia de loess a Snagovului printr-un culoar îngust și fără terase pleistocene. După confluența cu Prahova, ea pătrunde în Bărăgan a cărui axă morfohidrografică devine pînă aproape de vărsare. Asimetria este mai evidentă ca la oricare din văile Cîmpiei Române, datorită atît versantului drept, abrupt pe tot parcursul, cît și celor două terase joase, nu prea extinse, care la Țăndărei se confundă cu terasele Dunării. Terasele Ialomiței se caracterizează prin mulțimea limanelor fluviatile dintre care cele mai mari sînt Fundeni și Strachina, iar din punct de vedere balneoclimatic este lacul Amara.

Valea Buzăului cu forma ei semicirculară încinge la exterior cîmpia piemontană a Rîmnicului și are aspectul unui culoar îngust și asimetric între localitățile Suțești și Rîmnicelu. Cu luncă comună și largă între Găvănești și Albești, valea Buzăului, începînd de la Cotu Ciorii are direcție SV-NE, care indică importantele schimbări hidrografice ce au avut loc aici în timpuri destul de recente.

În cadrul văilor interioare, sub raport geomorfologic se impun atenției în mod deosebit *luncile*, care apar mai ales în lungul Jiului, Oltului, Argeșului, Dîmboviței, Ialomiței, Buzăului și Siretului. Formarea acestora se datorește deplasării laterale și meandrării accentuate a albiilor, procese care au dus la părăsirea albiilor vechi (Jiu, Olt, Argeș, Ialomița, Buzău și Siret). Coeficienții de meandrare sau sinuozitate ai albiilor actuale, datorită pantelor mici ating cele mai mari valori din toată țara (1,15—1,30 în SV, centru și NE, precum și în zona de divagare și 1,30—1,60, în sud și est între gura Jiului și gura Prutului), depășind chiar rîurile din vestul țării, așa cum a arătat D. U r z i c e a n u (1967). Gradul foarte accentuat de meandrare explică atît prezența meandrelor duble sau triple, cum sînt cele din lungul Ialomiței, Buzăului și Călmă-

ţuiului, cît şi difluenţele albiilor şi numărul mare al grădiştilor sau popinelor. Confluenţele sînt expuse mai departe la hidrografie.

Difluenţele cele mai importante s-au produs în bazinele Buzău—Călmăţui şi Dîmboviţa—Argeş, care au avut lunci comune şi unde prin procesul de acumulare şi deversare a apelor s-au produs mari schimbări în textura reţelei hidrografice, aşa cum se arată în capitolul de hidrografie. În ansamblu, tuturor luncilor interioare, inclusiv luncii Dunării, le sînt caracteristice albiile duble, iar în raport cu albia principală, ele sînt peste tot asimetrice. O situaţie specială prezintă lunca Siretului a cărei evoluţie s-a făcut sub influenţa directă a tectonicii prin conurile de dejecţie, formate de rîurile afluente de pe cele două laturi opuse şi unde a predominat acţiunea rîurilor carpatice, care au împins mai mult albia Siretului spre est. În luncile rîurilor mai mici, cum sînt Vedea, Teleorman, Neajlov, Desnăţui, Drincea, albiile duble sînt mai rare, iar asimetria alternativă nu lipseşte.

Tot ca o luncă, dar cu un evident caracter morfotectonic şi nu numai simplu fluviatil, poate fi socotită şi *zona de divagare*, mai mult ca aspect, la care rîurile ce o traversează, începînd cu Argeşul şi pînă la Siret, au avut o contribuţie destul de importantă. În fine, nu trebuie neglijat nici rolul ce revine lacurilor, mlaştinilor şi în general acumulării biologice şi chimice în formarea luncilor.

În concluzie, luncile reprezintă relieful fluviatil cel mai nou, dar şi treapta cea mai coborîtă, unde pe primul plan stau procesele şi formele de acumulare, reprezentate printr-un microrelief destul de variat şi complex, analizat în detaliu mai departe.

4. VĂILE INTERIOARE MINORE SAU SECUNDARE

Aceste văi sînt mult mai numeroase ca cele expuse, iar după dimensiuni pot fi împărţite în două categorii *văi mijlocii* şi *văi minore*, primele putînd fi socotite că fac trecerea între văile principale şi ultimele. Văile mijlocii, cum sînt Vedea şi Teleormanul, au terase locale în număr de două-trei sau chiar patru şi lunci pe tot parcursul. Ele sînt destul de adînci, luncile au caracterul unor mici şesuri aluviale, intens acumulate, iar terasele de meandru apar destul de des ca şi în valea Tesluiului afluent pe stînga al Oltului. În aceeaşi categorie intră şi văile Glavaciocului, Neajlovului, Cricovului Dulce, Prahovei, Teleajenului, Rîmnicului, Putnei, Bîrladului, Călmăţuiului de Teleorman, Desnăţui, Drincea şi altele la care asimetria alternativă apare destul de des, fapt important în lucrările agroameliorative şi geotehnice, ca şi în modul de utilizare mai raţională a terenurilor.

Văile minore şi importanţa lor. Deşi este destul de greu de a le separa de cele anterioare, mai ales din punct de vedere funcţional, înglobăm aici generaţia cea mai nouă de văi, care în general este tăiată în treptele hipsometrice sub 200 m şi a căror geneză este destul de variată. Cele mai multe sînt formate prin drenarea exterioară a crovurilor (Bărăgan, Vlăsia şi Mostiştea, Burnaz) şi apariţia văilor de tip furcitură sau de tip Mostiştea. Altele sînt instalate în lungul depresiunilor interdunare şi se disting prin paralelismul şi rectilinitatea lor, cum sînt cele din cîmpiile Băileşti (în vestul Desnăţuiului), Caracal, Pogoanele—Bărăganul de mijloc, Tecuci. Tot prin paralelism şi rectilinitate se disting şi văile din Cîmpia Galaţi—Covurlui, unde au direcţie N-S, ca şi cele din Cîmpia Bălăciţei, orientate NV-SV. Acestea din urmă se mai caracterizează şi prin formarea unor coturi asemănătoare celui dunărean de la Hinova,

toate acestea din urmă fiind mai adînci şi influenţate de structura tabulară piemontană (orizontală şi monoclinală).

Văile minore sau chiar cele de tranziţie sînt larg folosite în construirea de lacuri sau iazuri necesare în agricultură şi piscicultură. În contrast cu văile acestea care au profil în formă de „U" larg, cu fundul intens aluvionat şi mlăştinos, cu versanţi convexi sau concavi (denumite de noi de „tip deluvial") stau *văile minore torenţiale*, cu extindere mai mare în cîmpiile piemontane, la contactul cu podişurile şi dealurile învecinate, cum sînt cele din Pintenul Măgurii. Acestea contribuie la erodarea solurilor, distrugerea pădurilor, uşurînd astfel declanşarea proceselor gravitaţionale (surpări, alunecări de teren etc.).

Deşi în aceeaşi categorie, văile minore deluviale şi torenţiale se deosebesc deci între ele prin funcţiile lor diferite din punct de vedere al modului de utilizare.

5. SISTEMUL DE INTERFLUVII MAJORE — SCURTĂ CARACTERIZARE

De la început trebuie precizate cele două noţiuni — cea de *interfluviu*, care înseamnează spaţiul geomorfologic dintre văi şi cea de *cîmp*, care se suprapune interfluviilor numai cînd acestea au altitudini mai mari prin care ele domină culoarele mai joase ale văilor. Acest din urmă caracter aparţine numai interfluviilor mari, cum sînt cele dintre Jiu şi Olt, dintre Olt—Vedea—Dunăre—Argeş, Dunăre—Argeş, Dunăre—Ialomiţa, Ialomiţa—Călmăţui—Buzău—Siret şi Siret—Prut. Toate acestea au multe caractere asemănătoare prototipului, care este Bărăganul sudic (acoperire cu loess, netezime, pante slabe şi foarte mici, orizontalitate, microrelief clastocarstic etc.).

Din analiza hărţii geomorfologice a Cîmpiei Române se observă destul de bine că cel mai lung interfluviu este cel dintre văile Dîmboviţa—Argeş şi Ialomiţa (circa 200 km), iar cel mai scurt este interfluviul dintre văile Desnăţui şi Jiu (25 km); cel mai masiv, considerat în ansamblu, este interfluviul dintre văile Oltului şi Argeşului, cu lăţime pe linia bazei Burnazului de circa 150 km, dar în acelaşi timp şi cel mai fragmentat în alte interfluvii mai mici, de ordinul II (vezi anexa).

Începînd cu valea Vedei sau mai clar, cu valea Argeşului, şi pînă în valea Siretului, interfluviile Cîmpiei Române se pot clasifica în trei categorii: înalte piemontane, joase de cîmpie de divagare şi înalte cu aspect de cîmpuri tabulare suspendate, care se diferenţiază între ele nu numai sub raport geomorfologic, ci şi hidrogeologic.

a) **Interfluviile piemontane** înclină uşor din amont spre aval, şi destul de intens fragmentate, dar în acelaşi timp, datorită litologiei predominante aluvio-proluviale, ele reprezintă importante suprafeţe de încărcare cu ape din precipitaţii, cazul interfluviului terasat al Piteştilor, situat între văile Teleorman şi Argeş, Pintenul Măgurii (interfluviul Dîmboviţa—Prahova), interfluviul Buzău—Rîmnic şi altele mai mici. Tot ca interfluvii piemontane, dar cu caracter depresionar, dominate de regiunile marginale mai înalte, pot fi considerate şi interfluviile Dîmboviţa-Ialomiţa şi Prahova—Teleajen. Cel mai bine individualizat de reţeaua hidrografică laterală şi de centura marginală externă este interfluviul Buzău—Rîmnic, cunoscut sub denumirea generală de cîmpia piemontană a Rîmnicului.

Toate aceste interfluvii sînt bine drenate de reţeaua hidrografică şi, în acelaşi timp, sînt bogate în ape freatice, situate la diferite adîncimi.

b. **Interfluviile joase din zona de divagare** sînt destul de înguste și ele nu depășesc văile pe care le domină decît cu 3—5 m; iar ca urmare în cuprinsul lor se produc inundații și colmatări aluvio-proluviale sau se formează zone umede mlăștinoase în urma ploilor bogate torențiale sau a topirii zăpezilor. Sărăturile sînt destul de întinse și numeroase.

c) **Interfluviile înalte — cîmpurile tabulare suspendate.** Acestea încep la Desnățui și se termină la Prut sau în sensul clasic al Cîmpiei Române, la Siret. Interfluviul Desnățui—Jiu reprezintă cea mai mică prelungire a Cîmpiei înalte getice, cu suprafața netedă, ciuruită de crovuri și care domină printr-un abrupt lunca Jiului între Podari și nord Padea.

Cîmpul Jiu—Olt este o prelungire mai mare a cîmpiei înalte getice mult spre sud și în care au fost sculptate pe cele trei laturi marginale terasele Oltului, Jiului și Dunării, pe care le domină prin înălțimile lui mai mari. Asimetria lui se vede din mersul cumpenii apelor, mai apropiată de Jiu. În nord-est, el este tăiat de pîrîul Caracal, orientat de la NV spre SE, ca și tot sistemul de văi minore interdunare, paralele cu direcția dominantă a coamelor de dune fixate și solificate.

Interfluviul Olt—Argeș este cel mai complex din întreaga Cîmpie Română, datorită sistemului de văi care-l fragmentează și-l împarte în alte două interfluvii mai mici: Olt—Vedea și Vedea—Argeș. *Primul* aparține cîmpiilor Boianu, situată în nord și Călmățuiu, în sud. Aceasta din urmă se atașează mai mult Burnazului, fiind cunoscută de fapt sub denumirea de *Burnazul de vest*, drenat de bazinul hidrografic Călmățui—Urlui. Văile minore adînci, mulțimea găvanelor și loessul argilos-calcaros constituie alte caractere ale acestui interfluviu secundar. *Al doilea interfluviu*, Vedea—Argeș aparține cîmpiilor Burdea, situată între Vedea și Teleorman și Neajlov, care trece spre est în Cîmpia Neajlovului, cu aceleași caractere, cuvertură de loess, văi adînci și crovuri mai rare. Ca un tampon, cu aspect de pinten prelung, orientat de la vest spre est, și care domină văile mărginașe (Cîlniștea și Dunărea) stă *Burnazul estic* (Burnazul propriu-zis) — tip de cîmp suspendat, neted și ciuruit de numeroase crovuri, dar fragmentat pe margini de văi înguste și adînci.

Interfluviul Argeș—Dîmbovița iese în evidență prin aspectul lui îngust și prelung, dar integrat Cîmpiei Vlăsia și subregiunii București, apoi prin versantul drept abrupt al Dîmboviței, ca și prin mulțimea crovurilor.

Interfluviul Dîmbovița—Argeș—Ialomița—Dunăre este lung, masiv și asimetric, mai înalt în nord și est, dar mai coborît spre sud, asimetric de ordin morfoclimatic-eolian (prezența dunelor de nisip). Acesta aparține cîmpiilor Vlăsia (căreia i se atașează și micul interfluviu loessic Gherghița-Maia) și Mostiștea. Partea de mijloc și est aparține Bărăganului propriu-zis sau Bărăganul Ciulniței, care impresionează prin netezimea suprafeței și întinderea celei mai mari zone endoreice loessice din țară, ca și prin martorul înalt al Hagienilor.

Interfluviul Ialomița—Buzău—Călmățui prezintă aceleași caractere ca și Bărăganul propriu-zis — asimetrie climato-eoliană, masivitate, endoreism, crovuri și lacuri sărate, netezime și monotonie, dune fixate, dar cu altitudine mai mică și loess mai subțire. În sud, el domină terasele Ialomiței, iar în est, terasele Dunării.

Interfluviul Călmățui—Buzău—Siret—Dunăre constituie ultimul pinten de tip Bărăgan, care domină regiunile mai joase învecinate. Microrelieful mai vălurit, lacurile sărate și unele brațe fluviatile părăsite, ca și prezența dunelor fixate și asimetria acestui interfluviu, constituie caracteristicile principale.

Interfluviul Siret—Prut tăiat în două compartimente de valea Bîrladului, unul mai îngust, *Poiana-Nicorești* și altul mai lat și intens fragmentat de văi înguste și adînci, dar și cu o cuvertură loessică destul de groasă, *Galați—Tulucești*.

O categorie aparte o constituie *interfluviile* din vestul văii Desnățuiului, ele fiind tăiate în sistemul de terase dunărene de rîuri mai tinere. Între acestea amintim interfluviile dintre văile Desnățui-Drincea (destul de extins și asimetric, cu abruptul orientat spre vest, începînd cu versantul stîng al rîului Drincea și continuînd cu abruptul dunărean, înălțat de dune și aplecat spre est, unde acestea se atenuează mult), apoi interfluviul dintre Drincea și Blahnița, mai îngust, dar tot asimetric, ca și interfluviul mai nordic, situat între văile Blahnița și Dunăre, cu aceleași caractere morfologice, ambele fiind acoperite cu dune destul de extinse.

Privit în ansamblu, mezorelieful Cîmpiei Române se caracterizează prin sisteme de văi și interfluvii cu dimensiuni variabile, și care imprimă acesteia trăsături majore ale formelor negative și pozitive, forme utilizate în diferite cercetări pedologice, hidrogeologice, agroameliorative etc. Din acest complex de forme negative și pozitive, cele care au atras mai mult pe om au fost *văile*, datorită bogăției lor mai mari, mai abundente în apă și vegetație. În același timp, acestea reprezintă formele cele mai adăpostite și care au permis omului să le utilizeze mai ușor din cele mai vechi timpuri, datorită resurselor de care dispun pentru hrana lui. Ca dovadă sînt numeroasele grădiști și popine pe care s-au descoperit numeroase urme materiale ale omului preistoric.

Văile mari au constituit axele morfohidrografice principale ale Cîmpiei Române nu numai din punct de vedere fizico-geografic, ci și socio-economic pentru stabilirea și dezvoltarea așezărilor omenești, ca și pentru orientarea și construcția liniilor de circulație, de legătură cu alte regiuni ale țării. *Valea Jiului* reprezintă axa morfohidrografică a Olteniei și de legătură cu Transilvania; *valea Oltului* — axa celor două valahii în contact, Oltenia și Muntenia, ca și legătura cu Transilvania; *valea Argeșului* — axa Munteniei; *valea Ialomiței* — axa Bărăganului; *valea Siretului* — axa de legătură a Munteniei cu Moldova; *valea Prahovei* — axa de legătură a Țării Românești cu Transilvania.

Văile și în special luncile constituie elementele geomorfologice cele mai dinamice, datorită rîurilor care le-au generat și asupra cărora acționează în mod permanent și intens.

În același timp, văile sînt elementele de relief care impun specialiștilor din domeniul practic cele mai importante măsuri de ordin hidrotehnic prin diferite construcții necesare frînării sau îmblînzirii regimului de scurgere sălbatică în timpul viiturilor mari.

Cîmpurile ies în evidență prin altitudinea lor dominantă ca locuri de supraveghere a văilor, a punctelor de trecere și ele au intrat în viața cîmpiei mai tîrziu, pe măsura dezvoltării științei și tehnicii, a cuceririi apei subterane. Din exoreismul apelor de suprafață și drenajul celor subterane a rezultat caracterul lor general de *zone semiendoreice*. Terasele au constituit întotdeauna treptele de trecere, de legătură dintre fundul văilor și cîmpurile înalte, locuri bune pentru așezări omenești, dar și pentru agricultură.

Tot ca încheiere al acestui capitol, legat de relief, subliniem interconexiunea acestuia și celelalte condiții ale mediului geografic, prin valoarea elementelor lui componente atît ca mezorelief, cît și ca microrelief, în special prin influența

acestora asupra solurilor, ca factor morfopedogenetic (N. F l o r e a, 1968, C. C h i ț u, 1971). Relieful, privit sub cele trei laturi — *morfologic*, *genetic* și *cronologic* are un rol determinant atît în legătură cu formarea și dezvoltarea solurilor pe scară evolutivă ascendentă, cît și pe scară descendentă, de degradare a lor.

C. MICRORELIEFUL ȘI PROCESELE GENERATOARE

În cadrul afectat acestei categorii de relief intră forme cu dimensiuni mult mai reduse decît cele precedente și mai variate sub raport genetic. Această categorie este subordonată sub toate aspectele mezoreliefului, dar în același timp, microrelieful reprezintă categoria cea mai mult influențată de acțiunea omului, așa cum se vede mai departe. Avînd în vedere marea lui varietate am ales cîteva complexe mai caracteristice, cum sînt — microrelieful luncilor, microrelieful de dune și microrelieful antropic.

1. MICRORELIEFUL LUNCILOR

Microrelieful luncilor este în general de natură acumulativă și el este reprezentat prin diferite grinduri și microterase de albie, depresiuni lacustre sau mlăștinoase, depresiuni de tasare de tipul coșcovelor, microdelte, albii și meandre părăsite, conuri de dejecție laterale. Dintre formele pozitive, cele mai impunătoare sînt colțurile răzlețe de stîncă, *grădiștile* sau *popinele*.

Luncile sau albiile majore reprezintă unități morfologice destul de complexe, cu o dinamică proprie strîns legată cu întreaga viață (biologică și antropică) de raporturile directe cu albia rîurilor și cu microrelieful din cuprinsul lor. Deși monotone la prima vedere, luncile sînt dominate nu numai de marginile laterale mai înalte, ci și de fondul general de acumulare fluviatilă din care răsar martori mai înalți, tectonici (cum este Măgura Blasova din Ostrovul Brăilei, un rest din relieful scufundat al Dobrogei de constituție paleozoică, sau de eroziune (grădiști separate din cuprinsul cîmpurilor sau teraselor învecinate prin deplasarea laterală a albiilor). Morfodinamica luncilor este strîns legată de schimbările albiei minore. În cuprinsul albiilor canalizate din lunci și a canalelor de aducțiune, hidrodinamica prezintă unele particularități impuse de condițiile specifice, apa ce se scurge creîndu-și meandre și microterase locale (fig. 44).

a) **Grădiștile sau popinele.** Acestea au aspectul unor movile naturale și ele apar aproape în toate luncile rîurilor din Cîmpia Română, ca de exemplu, în lungul Buzăului, Călmățuiului de Buzău, Ialomiței, Dunării, Mostiștei, Dîmboviței, Argeșului, Vedei, Teleormanului, Călmățuiului de Teleorman, Oltului etc. Cele mai numeroase grădiști apar în lungul luncii Călmățuiului de Buzău (fig. 42, a, b, c) din care se vede clar rolul meandrării excesive a albiei Călmățuiului, apoi în zona de contact a luncii Ialomiței cu lunca Dunării, unde se mai păstrează vechile albii părăsite ale Ialomiței și denumite privaluri (fig. 42, d).

Un alt exemplu foarte caracteristic, prin numeroasele grădiști așezate liniar, îl constituie Ostrovul Călărași, la sud de oraș, și a căror importanță arheologică este bine cunoscută (G h. F l o r e a, 1960).

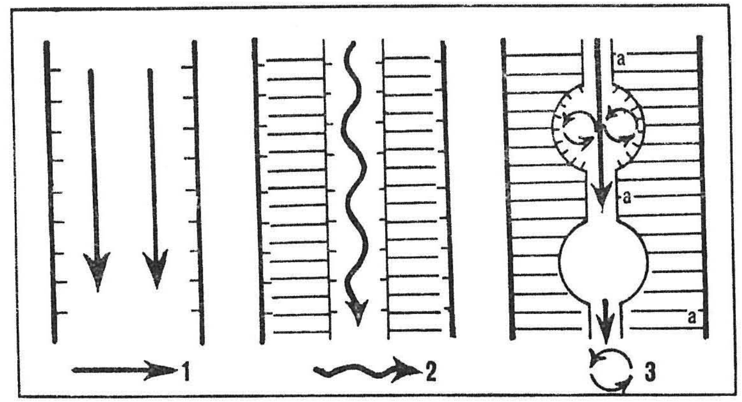


Fig. 41 — Dinamica albiilor canalizate, cazul Dîmboviței la sud de București:

1 — canal liniar; *2* — curent meandrat între terase laterale simetrice; *3* — curenți rectilini și circulari

Lunca Dîmboviței în cuprinsul Capitalei iese în evidență prin aceleași caractere, numărul mare de grădiști și prin valoarea lor istorico-arheologică deosebită (G. V â l s a n, 1911, V. M i h ă i l e s c u, 1928, P. C o t e ț, 1960).

O grupă aparte o constituie grădiștile din lungul Vedei și Călmățuiului de Teleorman, situate în văi adînci și cu lunci nu prea largi. Geneza acestora este rezultatul acțiunii combinate a eroziunii laterale efectuate de rîul principal și de afluenții lui în amont de confluență (fig. 43). În aceeași categorie intră și martorul de eroziune din cuprinsul orașului Slatina, denumit *Grădiștea* (P. C o t e ț, 1957).

b) **Microrelieful negativ.** Acesta este mai extins și ocupat de lacuri și mlaștini, mai ales în cuprinsul ostroavelor Ialomița și Brăila, care au fost desecate și redate agriculturii ca terenuri cu o producție foarte mare. Microrelieful de jepșe sau de delte fluvio-lacustre (situate la gurile gîrlelor sau brațelor secundare, este și el destul de evident, mai ales în Ostrovul Brăilei.

Microterase fluviatile apar în lungul albiilor părăsite (fig. 44) sau brațelor principale, datorită oscilațiilor de nivel a apelor în scădere. Din categoria formelor fluviatile se detașează relieful grindului principal, de forma unui cordon cu înălțimi de 2—5 m, care constituie un dig natural ce oprește revărsarea apelor ridicate care nu depășesc altitudinea lui în cuprinsul luncilor. Alte două tipuri de microrelief specific luncilor îl constituie *grindurile* fluvio-eoliene cu altitudine ceva mai ridicată decît a luncilor în general și a căror origine fluviatilă și eoliană se îmbină foarte strîns, apoi *coșcovele*, un fel de crovuri (ovale

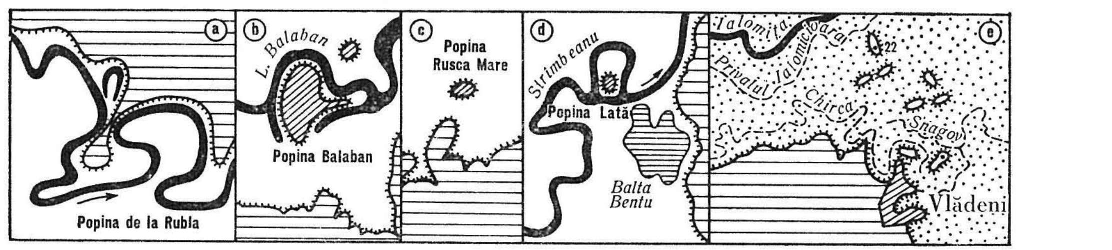


Fig. 42 — Formarea grădiștilor prin meandrarea excesivă a albiei Călmățuiului de Buzău (cazurile *a*, *b*, *c*, *d*, după *A.* P a n ă și a Ialomiței în sectorul Vlădeni (*e*)

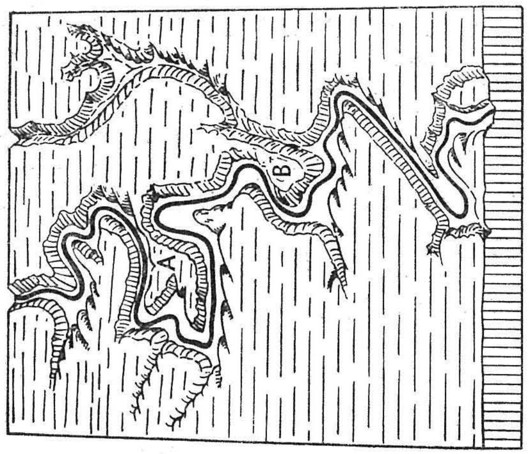


Fig. 43 — Formarea grădiştilor într-o vale adîncă (Călmăţuiul de Teleorman) prin meandrare laterală şi subţirerea gîtului de meandru (*A*) sau prin acţiunea comună a rîului principal şi unul din afluenţi (*B*).

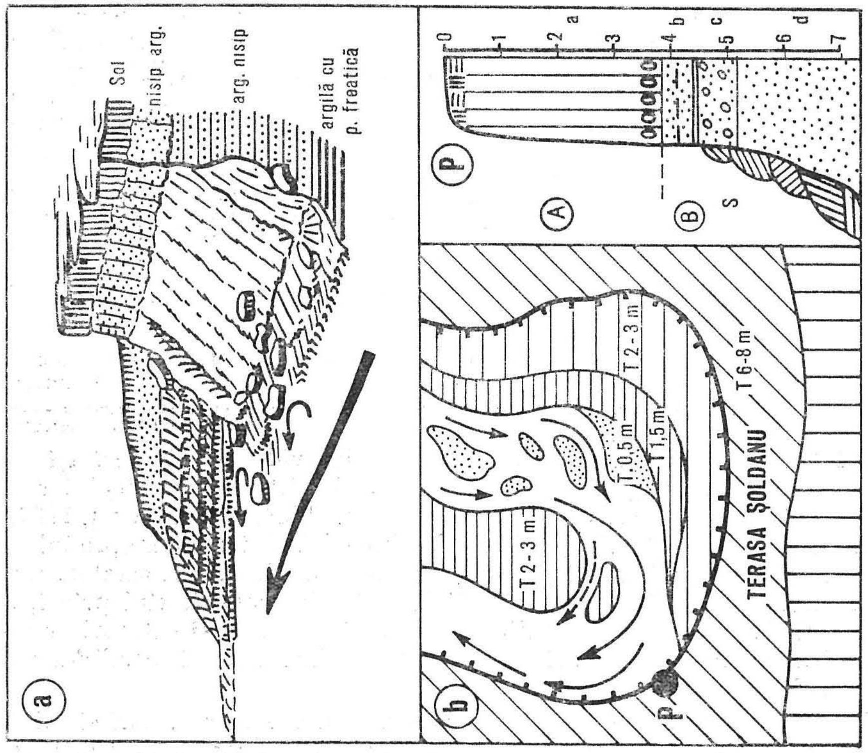


Fig. 44 — Microrelief în Lunca Dunării:
a — în malul drept al Borcei — surpări cu secţiunea geologică şi microterase formate în urma oscilaţiilor nivelului apei; *b* — în dreptul frunţii terasei de la Şoldanu; *P* — profilul terasei: *A* — complexul loessic; *B* — depozite de terasă; *S* — surpări

sau rotunde), simple sau complexe. Acestea din urmă au fost relevate de A. P a n ă (1911) în lunca Călmăţuiului de Buzău şi a căror geneză este tot de natură sufozională, asociată cu sistemul de crăpături datorită climei semiaride, perioadelor secetoase (fig. 45).

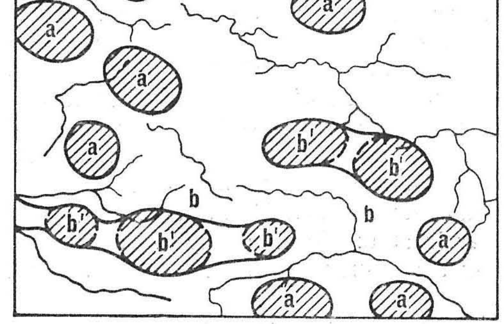


Fig. 45 — Tipuri de coşcove (după A. P a n ă):
a — simple; *b* — complexe (*b'* — simple reconstituite)

2. MICRORELIEFUL DE DUNE

Microrelieful de dune şi dinamica eoliană este reprezentat prin valuri cu forme pozitive de coame şi depresiuni interdunare, cu înălţimi şi adîncimi variate (5—10 m pînă la 15—20 m). Foarte rar, acestea depăşesc cifrele amintite. Stadiile lor de evoluţie se pot desprinde în raport cu caracterul depresiunilor interdunare uscate, semiumede (mlăştinoase) sau cu lacuri, aşa cum se observă în sectorul nord-vest pe direcţia Burila Mică—Burila Mare şi Deveselu (fig. 46, a) sau pe linia Calafat—Desa.

În general, microreliefului dunelor este fixat, foarte rare sînt porţiunile nefixate unde vîntul mai spulberă nisipul, iar tipul predominant este cel de dune longitudinale, cu lungimi de cîţiva km şi orientare predominantă în Cîmpia Olteniei de la NV—SE, iar în Bărăgan invers, de la NE—SV pînă la N—S în Cîmpia Tecuci. Pe măsura acoperirii şi solidificării lor cu prafuri loessice, microrelieful de dune se asociază cu cel de crovuri, cărora le imprimă direcţia predominantă a dunelor. Foarte rare sînt dunele semicirculare de tip barcană. Privit în ansamblu, microrelieful de dune se asociază pe suprafeţe mari formînd

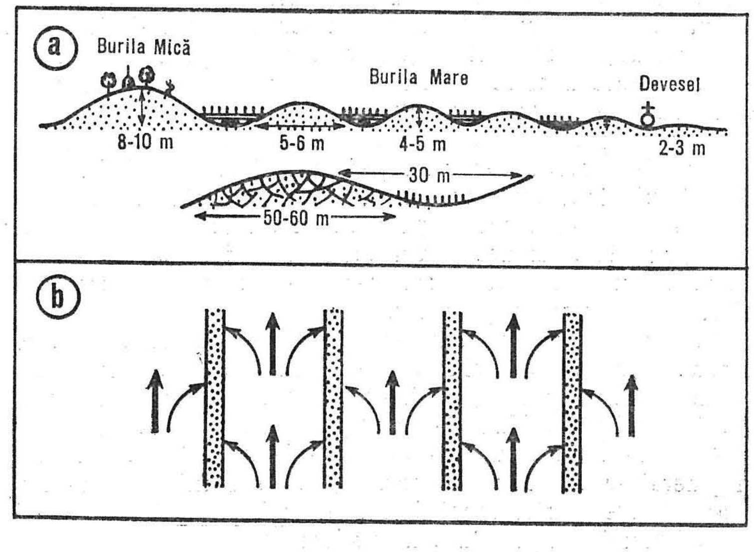


Fig. 46 — Microrelief de dune:
a — aspect pe direcţia Burila-Deveselu din Cîmpia Blahniţei cu forme pozitive de coame şi microdepresiuni interdunare, în ultimul exemplu — nisipuri cu structură tip horstein; *b* — formarea dunelor longitudinale (după A. H o l m e s)

astfel cîmpuri întinse, un fel de „platouri eoliene" cu trepte locale de coraziune şi acumulare, aşa cum se observă pe interfluviul Călmăţui—Ialomiţa în sectorul Insurăţei—Cioara Doiceşti, apoi pe terasele Dunării între Drincea şi Blahniţa, ca şi în Cîmpia Punghinei etc. Microrelieful dunar vechi influenţează reţeaua hidrografică minoră prin paralelismul văilor din cîmpiile Tecuci—Hanu Conachi, Pogoanele—Căldăraru şi Caracal—Corabia, iar la extremitatea zonelor de dune, el determină forma alungită a crovurilor. Intinderea suprafeţelor cu microrelief dunar este amintită mai departe la problemele practice legate de crovuri. Modul de formare a dunelor în Cîmpia Română apare mai clar în sudul Olteniei (fig. 46), unde transportul longitudinal a fost predominant, în raport cu cel lateral sau secundar.

3. MICRORELIEFUL ANTROPIC

Microrelieful şi dinamica antropică. Deşi nu de amploarea celei impuse de natură prin diferitele ei manifestări externe, dinamica antropică se desfăşoară tot ritmic în raport cu schimbările sezoniere, anuale şi multianuale (seculare). Cea mai extinsă acţiune antropică a constituit-o şi o constituie şi în prezent, prelucrarea solului prin arături, la care se adaugă diversele lucrări agroameliorative geotehnice, industriale, edilitare, ca şi întreg procesul de sistematizare a teritoriului. În legătură cu aceste multiple şi complexe acţiuni antropice efectuate în scopuri economice, trebuie să ţinem seama ca ele să se facă în concordanţă cu legile naturii în vederea menţinerii echilibrului natură-om. *Orice abatere sau neconcordanţă în această corelaţie cauzală duce la crearea unor stări de dezechilibru, care nu se manifestă imediat, ci într-o perspectivă mai largă. Intuirea sau previziunea acestor stări de dezechilibru la valoarea lor reală reprezintă după noi unul din scopurile principale ale finalităţii diferitelor studii de specialitate.*

Microrelieful antropic cu caracterul lui superficial se suprapune formelor anterioare naturale. Privit în perspectivă, el are fie un aspect de *microrelief relict*, cum este cazul movilelor sau gorganelor şi altele, fie, un caracter actual de construcţie sub ochii noştri, reprezentat prin cele mai variate microforme pe care epoca noastră socialistă le realizează pretutindeni, acolo unde necesităţile social-economice le impun.

Microrelieful de movile sau gorgane relicte. Cu studiul acestuia s-au ocupat o serie de geologi, geografi, pedologi şi arheologi dintre care remarcăm, în în primul rînd, interpretările foarte cuprinzătoare ale lui G. M u r g o c i (1907 a), care s-a preocupat pentru prima dată de el în mai multe articole. Acesta se impune de asemenea şi din punct de vedere istorico-arheologic, pe plan naţional pentru clarificarea unor faze mai puţin cunoscute pînă acum, legate mai ales, de migraţia popoarelor.

Autorul amintit arată într-o privire de ansamblu, că aceste movile apar pe o zonă foarte mare, avînd ca axă pentru emisfera nordică, paralela de 45° şi se întind din Japonia şi China peste partea sudică europeană a U.R.S.S., România, Bulgaria, Ungaria, Europa Centrală pînă în Spania şi Anglia, apoi în America de răsărit, pînă pe coasta de apus, în California (S.U.A.) etc., unde în general aceste movile au forme şi dimensiuni asemănătoare. Ele aparţin, sub raport biogeografic, zonei de stepă, unde peste tot geneza lor este net antropică, lipsind complet în zona pădurilor.

De aici rezultă şi cauzele apariţiei lor — ca *puncte de reper în stepă şi de observaţie, cu scop strategic, şi ca morminte ale popoarelor migratoare*, care au cutreierat şesurile întinse ale stepelor (N. M. P o p p, 1938).

Acest sistem al construcţiilor de *tipul tumulilor* s-a practicat încă din antichitate, la greci şi romani, aşa cum se vede la noi în Dobrogea, la Histria, dar el s-a extins mult în epoca migraţiei popoarelor, păstrîndu-se şi mai tîrziu, mai ales în partea de răsărit a Europei şi în Asia.

În legătura cu răspîndirea lor la noi în ţară, ne referim în special la două regiuni, deja cunoscute în literatura noastră geologică şi geografică — în lungul văii Călmăţuiului de Buzău şi pe terasa Cîmpiei, în zona Ploieştilor.

În lungul văii Călmăţuiului, movilele au fost remarcate de A. P a n ă (1911). Acesta arată numărul mai mare al movilelor pe versantul drept al văii amintite, decît pe cel stîng, raportul fiind de 20/5, aceasta ca urmare a altitudinii mai mari în partea de sud, de unde privirea este mai largă, spre nord. Acelaşi lucru este valabil şi pentru grindurile conului de dejecţie al Călmăţuiului, de unde se putea observa mai bine, partea mai joasă a Bălţii Brăilei. Movilele nu lipsesc din partea mai nordică a Cîmpiei Brăilei, unde apar pe versantul înalt şi dominant al Siretului, începînd de la localitatea Şuţeşti în aval, precum nici de pe muchiile sudice ale văilor în care se află aşezate lacurile Jirlău, Amara şi Balta Albă. Acestea sînt mai numeroase şi mai mari pe muchiile în faţa cărora se găsesc locuri joase, băltoase, bogate în vegetaţie ierboasă, chiar în timpurile secetoase, cu condiţia ca aceste locuri să fie accesibile, aşa cum bine a remarcat A. P a n ă (1911).

Movilele sînt construite în general din terenul în care sînt ridicate prin săpături de mică adîncime. O secţiune executată de autorul citat mai sus, în Movila Pantelimon, situată pe malul drept al Călmăţuiului, a arătat că materialul acesteia este destul de mişcat şi frămîntat, de culori diferite în raport cu orizonturile solului săpat, iar în interiorul movilei a găsit resturi ale unor schelete umane şi de cabaline amestecate, deci călăreţul şi calul înmormîntaţi împreună, înfrăţiţi prin moarte.

În Cîmpia Ploieştilor, într-un sector tipic piemontan, unde stepa a învins pădurea, prezenţa acestor movile este totuşi mai curioasă şi ea se explică nu numai prin lipsa vegetaţiei de pădure, cît mai ales prin forma de golf şi prin poziţia pe care o are această cîmpie pe conul aluvionar al Prahovei, de privire largă atît spre sud, unde ea înclină destul de uşor, cît şi de supraveghere a văii Prahovei, mai înguste spre nord, în regiunea Subcarpaţilor (fig. 47). Numărul movilelor este aici de 158, presărate neregulat pe tot podul terasei Cîmpina, dar lipsind de pe podul terasei mai înalte — Băicoi. Pădurile sînt foarte rare aici, iar unele din movile se grupează mai mult în NE-ul satului Nedelea (25 la număr), altele (15 la număr) se află în jurul Strejnicului. Denumirile lor sînt variate şi destul de pitoreşti (N. M. P o p p, 1938), unele apar ca omonime (Movila lui Dobre, a lui Enache, Movila Ţiganului, Movila Pisarului), altele, ca zoonime (Movila Vulpii, Movila Coţofenii, Movila Corbului) sau foarte multe au denumiri variate — Movila Gropii cu Puţ, Movila din Hotar, Movila Săpată, Movila Odăii, Movila cu Cruce, Movila cu Arţar etc.).

În general, dimensiunile lor sînt mici, 2—3 m şi mai rar 4 m. Cele mai mari ajung la 12 m (Movila Verde), 9 m (Movila din Hotar) etc. În prezent, aceste dimensiuni scad treptat, datorită mai ales lucrărilor agricole, dar totuşi ele se disting destul de bine din peisajul monoton al şesului ploieştean, cu caracter stepic sau chiar antestepic. Interesul geografico-geomorfologic creşte o dată cu dimensiunile, numărul şi densitatea lor.

Sub raport pedologic, importanţa lor constă în stabilirea evoluţiei solurilor şi vegetaţiei în care se găsesc localizate, iar din punct de vedere arheologic, pentru resturile umane ce se găsesc în ele.

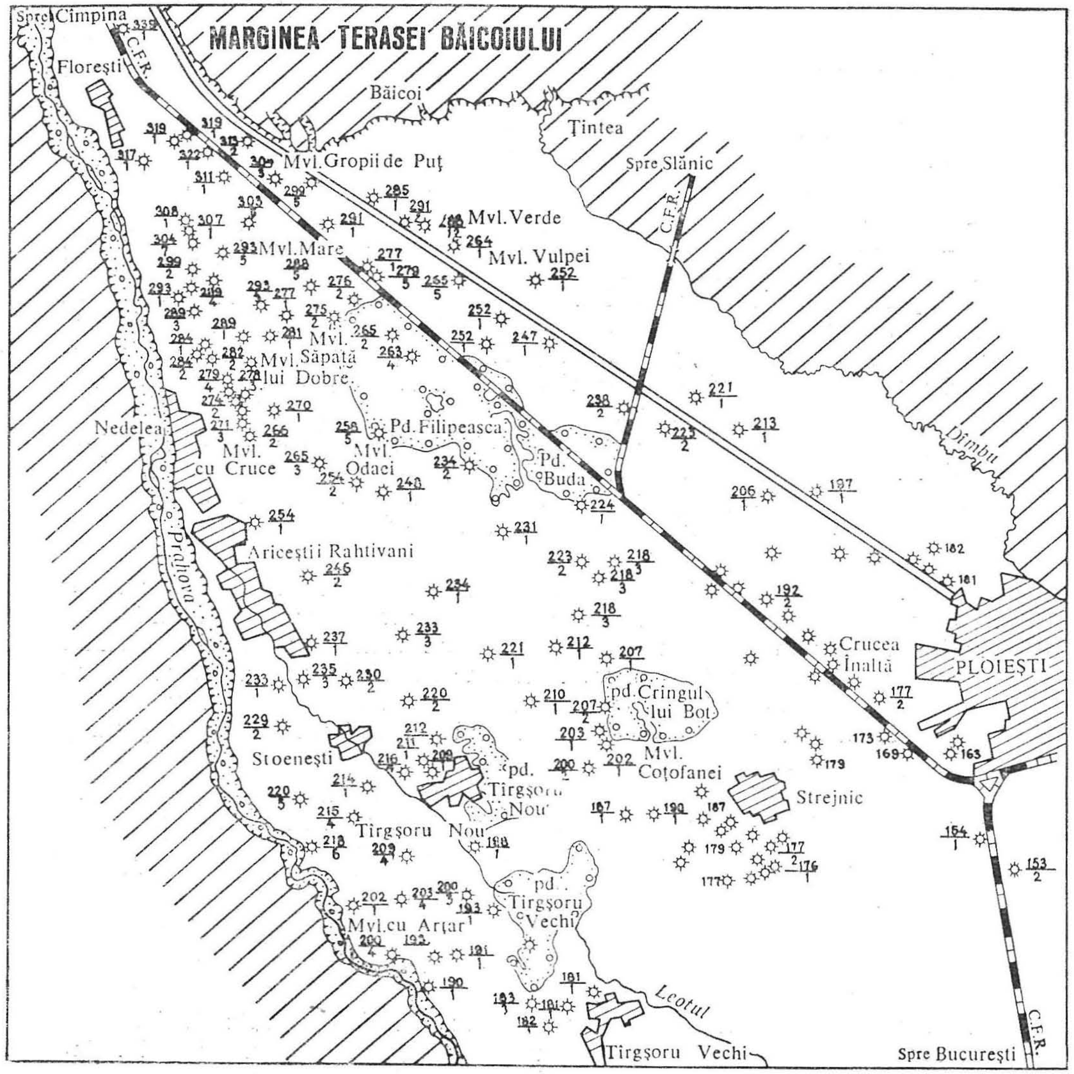


Fig. 47 — Microrelief de movile-gorgane în Cîmpia Ploieştilor (după N. M. P o p p)

Î n c o n c l u z i e, iată de ce socotim că numai o cercetare complexă geomorfologico-pedo-arheologică duce la rezultate din cele mai bune.

Nu trebuie să scape geomorfologului nici alte construcţii vechi şi actuale, cetăţi, valuri de fortificaţie, mai ales cele de interes agronomic şi geotehnic (sisteme de irigaţii, canale, diguri, baraje), care în ansamblu interesează atît ca microrelief antropic, cît şi ca elemente care influenţează condiţiile bioclimatice, condiţiile de echilibru natură-om.

Interesantă este în acest sens, schiţa întocmită de N. A l. R ă d u l e s c u (1972), unde microrelieful antropic este privit în mod istoric şi în strînsă corelaţie cu mediul fizico-geografic, de influenţă a extinderii stepei prin tăierea pădurilor (fig. 48).

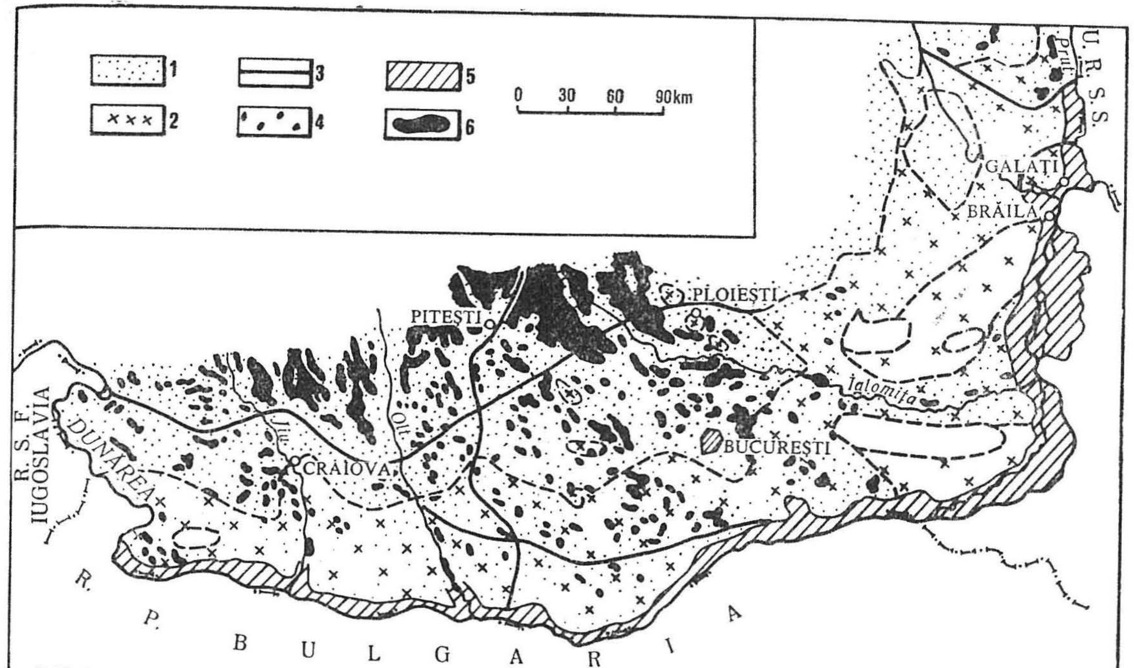


Fig. 48 — Microrelief antropic relict şi actual (după N. A l. R ă d u l e s c u): *1* — terenuri despădurite în timpul celor aproape două milenii ale erei noastre; *2* — microrelief antropic realizat între 1200 î.e.n. şi 1000 e.n.; *3* — vechi linii de fortificaţii cu aspect de valuri; *4* — terenuri împădurite sub formă de pîlcuri rare; *5* — terenuri din Lunca Dunării intens transformate de om; *6* — păduri masive

Un loc aparte ocupă în cadrul luncilor mari *conurile aluvionare* ale rîurilor afluente, aşa cum este cel format de Călmăţui la ieşirea în Lunca Dunării, analizat sub raport hidrogeologic de C. I v a n (1972). Forma acestuia iese în evidenţă, mai ales, din studiul hidroizohipselor, care reflectă la rîndul lor legătura dintre evoluţia regimului hidrogeologic şi procesele de sol, ca şi efectul modificator al lucrărilor hidroameliorative asupra regimului hidrogeologic. Toate acestea arată, după autorul citat, că atît procesele de degradare a solului, cît şi dinamica producţiei agricole din sectoarele de luncă sînt strîns legate de gradul de variaţie al nivelului hidrostatic şi de compoziţia (chimismul) apei din stratul freatic.

D. MORFODINAMICA INTERNĂ

Morfodinamica internă se manifestă prin acţiunea activă şi combinată a factorilor endogeni — mişcările oscilatorii şi mişcările seismice a căror influenţă slabă se resimte şi asupra dinamicii apelor marine.

1. MIŞCĂRILE OSCILATORII ACTUALE

Mişcările oscilatorii actuale se produc prin ridicări şi coborîri lente, de ordinul milimetrilor, aşa cum rezultă din schiţa întocmită de R. C i o c î r d e l ş.a.

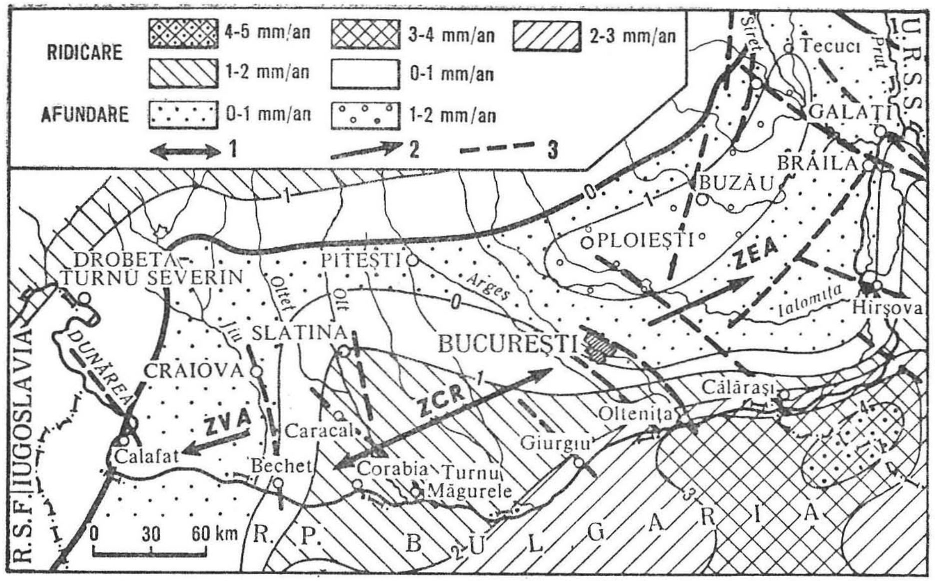


Fig. 49 — Mişcările oscilatorii actuale (după R. C i o c î r d e l ş.a.) în interpretarea autorului: *1* — bombări largi; *2* — direcţii de afundare; *3* — falii principale de fundament; *ZVA* — zona vestică de afundare; *ZCR* — zona centrală de ridicare; *ZEA* — zona estică de afundare

(1966), redată schematic (fig. 49). Din analiza acestei schiţe se vede că axa mişcărilor de scufundare corespunde cu axa marelui sinclinal neogen, începînd din SV Cîmpiei Olteniei, trecînd apoi pe la nord de Craiova, sud de Piteşti—Ploieşti şi Buzău, de unde se prelungeşte prin sudul Moldovei între Tecuci şi Galaţi. Pe un perimetru oval, avînd în mijloc axa amintită, care corespunde actualei zone de subsidenţă, se conturează partea ce coboară cel mai mult cu 1—2 mm/an, înconjurată şi ea de o altă zonă cu valori pozitive de 0—1 mm/an. Aceasta din urmă se resimte pînă la nord de Tecuci, Focşani, Galaţi, Măcin, gura de vărsare a Ialomiţei, Bucureşti, Bechet, la est Calafat, la nord Craiova, Piteşti, Tîrgovişte, nord Ploieşti. În restul Cîmpiei Române, mai ales în regiunile Caracal, Boianu—Burdea, Burnaz şi pe cea mai mare parte a Bărăganului, ca şi la NV de rîul Drincea, predomină mişcările de ridicare cu valori de 0—1 mm/an şi care în lungul Dunării (între Zimnicea şi Călăraşi) ajung la 1—2 mm/an, ca reflex direct al marei boltiri nord-bulgare.

2. MIŞCĂRILE SEISMICE

Mişcările seismice au ca zonă de manifestare mai puternică curbura şi cursul inferior al Siretului pe linia Focşani—Galaţi, considerată ca „polul seismic" al ţării. Ultimul cutremur, care a avut urmări mai importante în cuprinsul Cîmpiei Române, a fost cel din 10 noiembrie 1940, ale cărui manifestări redate prin diferite izoseiste şi care corelate cu altele mai vechi arată predominarea cutremurelor moldavice (fig. 3). Cele mai ridicate izoseiste au fost cele de pe direcţia Focşani—Tecuci, Focşani—Galaţi şi Brăila, Ploieşti şi Bucureşti, cu valori de 9° şi 8°, restul Cîmpiei Române avînd valori de 6° şi 5°, mai rar de 7°.

Aspectele morfoseismice ale acestui cutremur au fost descrise de N. A l. R ă d u l e s c u (1941) şi ele au constat din numeroase crăpături (crevase)

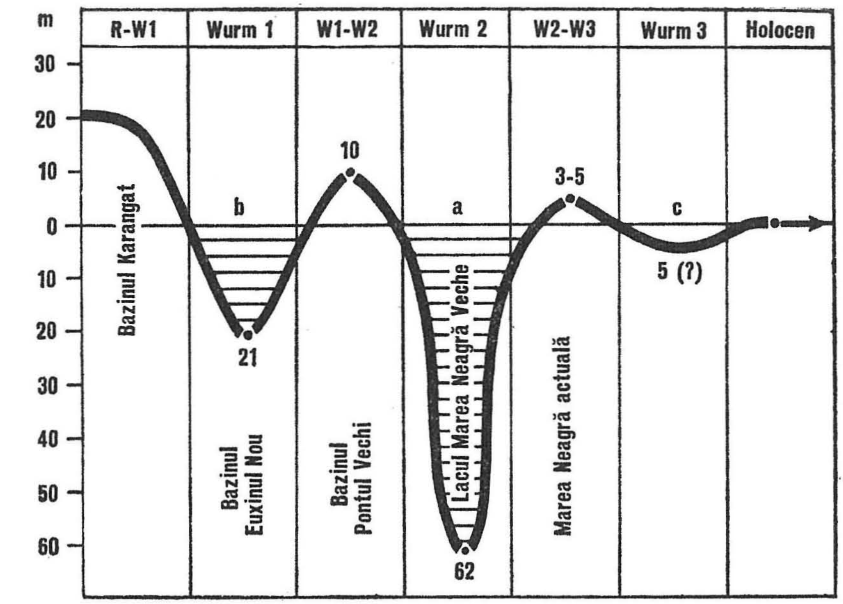


Fig. 50 — Profilul oscilaţiilor de nivel ale Mării Negre (după datele lui C. B r ă t e s c u, în interpretarea autorului)

care au apărut pe terasele Putnei la localitatea Vînători, în lunca Siretului la localitatea Nămoloasa, cu adîncimi pînă la 1—2 m adîncime şi pe lungimi de mai mulţi km. Ca microrelief mai bine individualizat se pot aminti vulcanii noroioşi care au apărut pe terasele Putnei cu coşuri în loess şi în nisipurile din bază, conuri şi cratere de ordinul decimetrilor, suprapuse depozitelor de terase. Amintim de asemenea, perturbarea pînzei freatice prin secarea sau apariţia de noi izvoare, unele sulfuroase, declanşarea alunecărilor de teren, ca şi consecinţele de ordin social-economic (morţi, răniţi), distrugerea locuinţelor, a liniilor telefonice, şoselelor etc.

3. MIŞCĂRILE VERTICALE EUSTATICE

Mişcările verticale eustatice. Deşi legate mai mult de climă şi mai puţin de mişcările oscilatorii ale uscatului, acestea au avut o influenţă importantă asupra nivelului de bază al Dunării prin procese de eroziune şi acumulare ritmică, continuînd din faza Würm şi pînă în holocen (fig. 50).

4. PROFILUL LONGITUDINAL AL DUNĂRII

Aici este vorba de profilul albiei Dunării şi de interpretarea lui morfotectonică. Acesta reprezintă un element foarte important cu ajutorul căruia putem aprecia rolul mişcărilor tectonice actuale, rupturale şi oscilatorii, explicînd în acelaşi timp modul de manifestare a liniilor seismice transversale din lungul Dunării (fig. 51).

Analiza acestui profil, care interesează în primul rînd navigaţia fluviatilă în legătură cu desfăşurarea proceselor de eroziune şi acumulare fluviatilă, formarea ostroavelor şi evoluţia braţelor Dunării între Drobeta-Turnu Severin şi Galaţi este foarte utilă şi pentru precizarea raporturilor Dună-

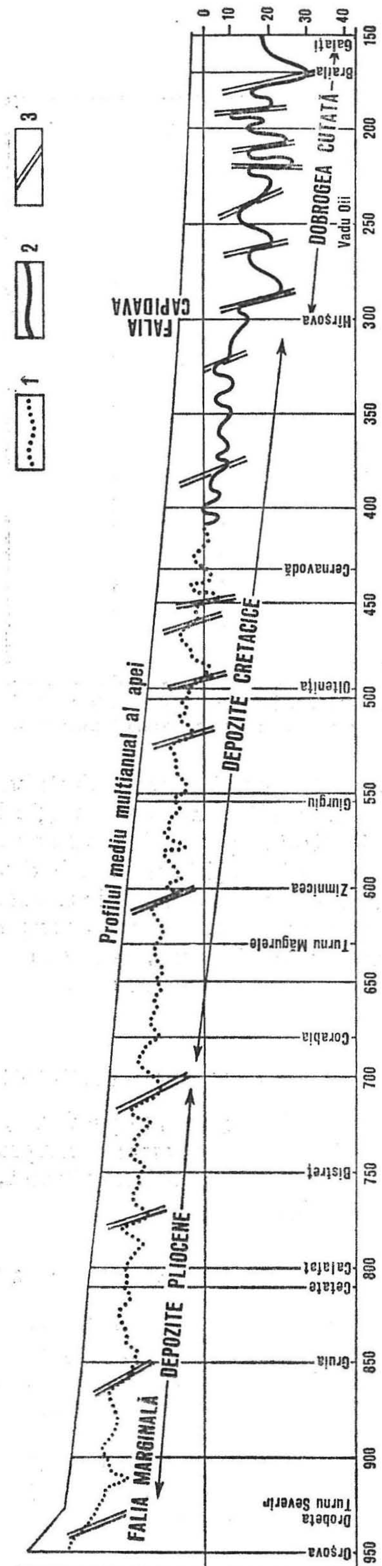


Fig. 51 — Profilul longitudinal al albiei Dunării (după I. Zăvoianu) în interpretarea morfotectonică a autorului: 1 — porțiune situată la plus 0 m. marin; 2 — idem, sub 0 m. marin; 3 — rupturi mari de pantă, generate de faliile de fundament, mai ales în sectorul Capidava-Brăila

rii cu Marea Neagră. Așa cum se observă în figura 51 fundul albiei Dunării cade treptat sub nivelul 0 m marin, începînd din dreptul localității Cernavodă, odată cu apariția faliei dobrogene cu direcție SE—NV, acolo unde de fapt se afundă și peneplena valahă, dezvoltată pe suprafața depozitelor cretacice. Această cădere este și mai clară începînd de la Hîrșova spre Brăila, unde pe fundul albiei Dunării apar „adevărate cataracte“ ce ajung la ±30 m sub nivelul Mării Negre în sectorul cel mai fragmentat al Dobrogei nordice, sector tectonic care se prelungește în NV spre curbura carpatică (vezi fig. 3).

În amonte de Cernavoda, profilul longitudinal al albiei Dunării are valori pozitive în raport cu 0 m marin, dar în care apar o serie de mici denivelări, destul de importante și care pot fi puse în legătură cu sectoarele transversale tectonice (falii, bombări, coborîri), cum sînt cele din dreptul localităților Oltenița, Zimnicea, vest Corabia, în aval de Calafat, la Gruia și în amonte de Drobeta Turnu Severin (fig. 51).

Cunoașterea acestui profil este deosebit de importantă în legătură cu punerea în valoare a potențialului hidroenergetic, asigurarea navigației, măsurile agroameliorative și mai ales cu privire la amplasarea viitoarelor lacuri de acumulare, care trebuie să evite principalele linii transversale tectono-seismice pentru a nu se produce unele tulburări în urma presiunii exercitate de acestea în zona barajelor.

Căderea sub 0 *m* marin din sectorul Hîrșova-Brăila-Galați explică aluvionarea intensă a ostroavelor dunărene (Ialomița și Brăila), ca și afundarea teraselor Dunării în această importantă zonă de subsidență locală ce precede Delta Dunării, generată de sistemul de falii în cadrilaj de pe latura de vest a Dobrogei și care se prelungește în interiorul Cîmpiei Române.

E. MORFODINAMICA EXTERNĂ — PRINCIPALELE PROCESE ȘI SURSA LOR

Morfodinamica externă reprezintă acțiunea directă pe care o exercită atmosfera, hidrosfera, biosfera (plantele și animalele) și antroposfera prin diferite procese asupra scoarței terestre, constituită din relieful existent și din rocile componente de la suprafața acesteia.

În cele ce urmează ne referim la principalele procese externe ținînd seama aici de sursa lor de proveniență: *procese atmosferice* de natură termică (alterarea fizică și chimică), apoi cele legate de precipitații (pluviodenudația, nivația) și de vînturi — deflația și acumularea, eroziunea eoliană, formarea dunelor); *procese hidrografice* legate (torenți, rîuri, lacuri); *procese biogeografice* (acțiune fizică și biochimică a vegetației, acțiunea constructivă și distructivă a animalelor) și *procese antropice* (constructive și distructive).

Urmează apoi procesele legate de pedosferă, care apar ca o rezultantă a tuturor celorlalte învelișuri amintite, începînd cu litosfera la suprafața căreia se formează solul.

De analiza acțiunii acestor procese ne ocupăm mai departe în cadrul unor complexe sau sisteme mai largi — *sistemele morfogenetice.*

F. VERSANȚII — MORFODINAMICĂ ȘI EVOLUȚIE

Versanții reprezintă suprafețe cu cea mai accentuată înclinare ale căror unghiuri de pantă variază de la 90° (profil în unghi drept) și pînă la cîteva grade, sub 5° la versanții concavi. Aceștia fac legătura între suprafețele netede orizontale, înalte (interfluvii — cîmpuri și terase) și cele joase — lunci.

1. FORMA ȘI EVOLUȚIA VERSANȚILOR — PROFILUL DE ECHILIBRU

Ținînd seama de litologia rocilor predominante (loessuri și nisipuri în partea superioară și argile în bază), evoluția versanților se desfășoară destul de repede, mai ales cînd eroziunea fluviatilă este mai accentuată, iar pe versanți apare pînza freatică sub formă de izvoare. La acestea trebuie adăugate caracterele endolitologice specifice ale depozitelor loessice și nisipoase de a se surpa ușor.

Datorită factorilor amintiți, evoluția profilului drept, abrupt al versanților începe prin procese de surpări, reprezentate prin mase sau pachete mari, care sub influența greutății lor cad la baza versantului, pe care-l îmbracă treptat cu materiale gravitaționale ce pot ajunge pînă la buza superioară a acesteia. Netezirea muchiei prin procesele pluviale, corelată cu acumularea depozitelor gravitaționale, reprezintă faza a doua de evoluție a versanților abrupți și trecerea la forma dreaptă, stabilizată, cu profil convex la partea superioară și concav la cea inferioară, cu formă de „S“ scurt (fig. 52). A treia formă de profil este cea concavă, rezultată din netezirea prin spălare treptată a părții su-

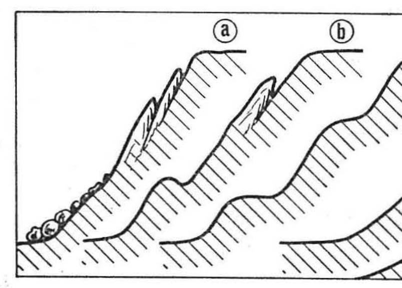


Fig. 52 — Evoluția versanților în Cîmpia Română: *a* — faza de surpări active; *b* — faza de stingere treptată a surpărilor; *c* — faza cu profil în trepte; *d* — faza cu profil în formă de S, convex-concav; *e* — de glacis prelung

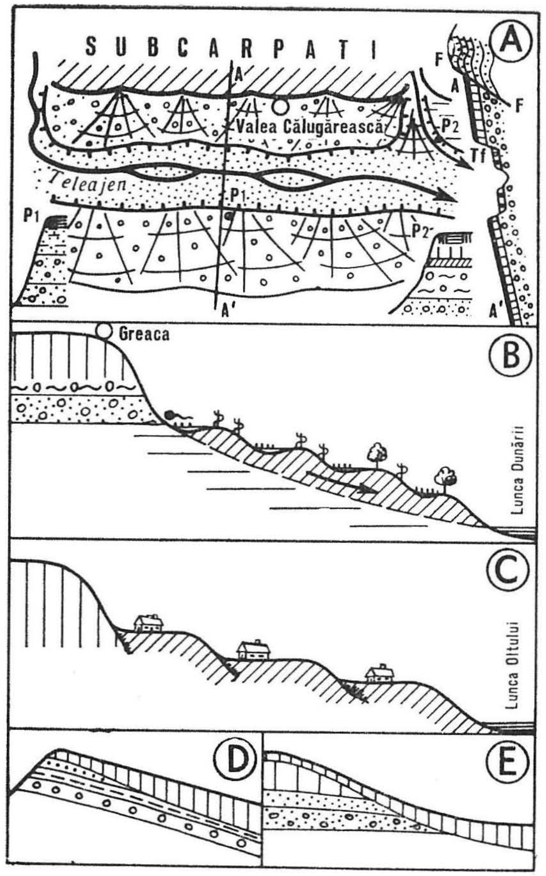


Fig. 53 — **Tipuri de glacisuri:**
A — glacis aluvio-proluvial în sectorul Valea Călugărească, tăiat longitudinal de Teleajen cu profilele geomorfologice și geologice respective; *B* — glacis în trepte în sectorul Greaca-Burnaz; *C* — glacis în trepte de alunecare în sectorul Uda Paciurea; *D* — glacis loessoid cu pantă lină; *E* — glacis loessoid cu pantă concavă

perioare și acumularea bazei cu depozite deluviale, cu aspect de „S“ larg și cu baza prelungă, stabilizată (fig. 52). Privite pe cei doi versanți în cadrul văilor minore de tipul văiugilor, seci, forma lor imprimă acestora aspectul de *„văi deluviale“*, stabilizate, neafectate de procese de modelare actuale în profil longitudinal sau transversal, afară de cazul în care un nou stadiu de eroziune fluviatilă nu și-a făcut simțită acțiunea de adîncire prin suprapunere peste relieful mai vechi, stabilizat.

2. GLACISURILE DE VERSANȚI

Acestea au aspectul unor suprafețe ușor înclinate și prelungi, cu profil concav sau în trepte, care apar fie la trecerea de la cîmp la terase sau la lunci și chiar numai pe fruntea teraselor (fig. 53).

Glacisurile cu profil concav sînt forme de teren mai evoluate, stabilizate și care pot fi utilizate în agricultură în orice fel de lucrări, ca de exemplu, glacisul dintre Plenița și Lipovu, situat la trecerea dintre cîmpul înalt piemontan și terasele Dunării sau glacisul dintre Buliga și Fetești din lungul cîmpului înalt al Bărăganului sudic, în schimb glacisurile în trepte, cu o morfodinamică activă sub influența apei freatice, cum sînt cele de pe versantul sudic al Burnazului în sectorul Daia-Chirnogi sau de pe versantul vestic în sectorul Dăneasa — Uda Paciurea (vezi anexa) impun noi măsuri de stabilizare a terenurilor supuse surpărilor și alunecărilor de teren. Aceste măsuri sînt necesare pe toți versanții marilor creste din Cîmpia Olteniei din sectoarele Vînju-Mare — Pătulele și Drincea—Cujmir—Cetate—Calafat.

Un alt exemplu, dar la o scară și mai mare, îl constituie *glacisul piemontan loessic*, care se poate urmări între Mizil și Focșani — Panciu, la contactul dintre dealurile subcarpatice și cîmpia pericolinară, piemontană, fragmentat de eroziunea fluviatilă transversală sau longitudinală (cazul sectorului din sudul localității Valea Călugărească). Aici, datorită văii Teleajenului cu direcție V—E, acest glacis are aspectul unei *false terase fluviatile* (fig. 53 A).

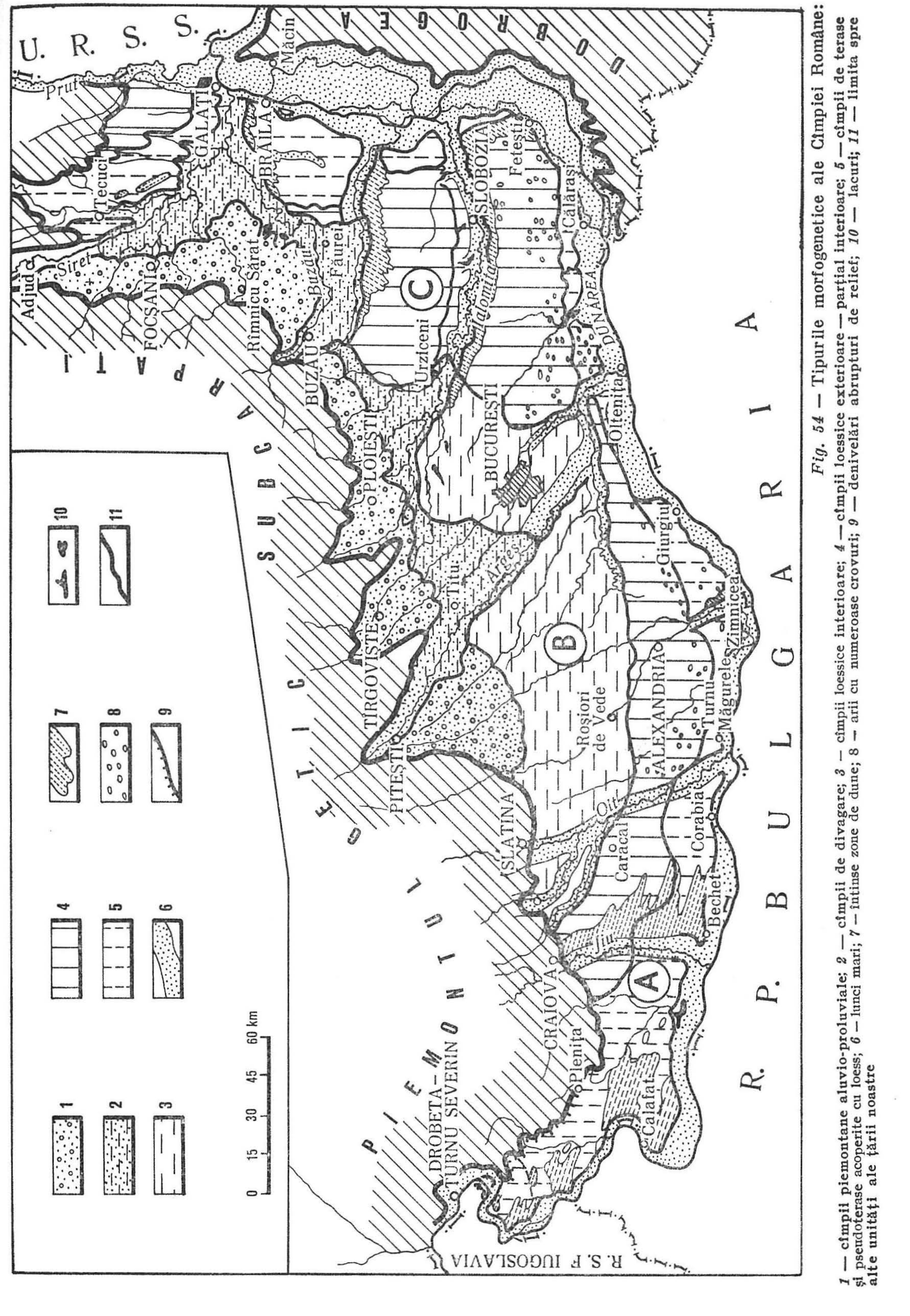


Fig. 54 — **Tipurile morfogenetice ale Cîmpiei Române:**
1 — cîmpii piemontane aluvio-proluviale; *2* — cîmpii de divagare; *3* — cîmpii loessice interioare; *4* — cîmpii loessice exterioare — parțial interioare; *5* — cîmpii de terase și pseudoterase acoperite cu loess; *6* — lunci mari; *7* — întinse zone de dune; *8* — arii cu numeroase crovuri; *9* — denivelări abrupturi de relief; *10* — lacuri; *11* — limita spre alte unități ale țării noastre

Glacisuri întinse apar şi la trecerea dintre cîmpia piemontană înaltă Poiana-Covurlui şi terasele Bîrladului, ca şi în alte sectoare ale Cîmpiei Române, mai ales între Dîmboviţa şi Teleajen, în golful piemontan Ploieşti la contactul cu Subcarpaţii „insulari", înecaţi în cuvertură aluvio-proluvială etc. În fig. 53 B, se vede un glacis în trepte cu surpări şi alunecări de teren, iar în fig. 53 C, la sud de Uda Clocociov. În fig. 53 D şi E sînt alte exemple cu pante prelungi.

Pentru versanţii afectaţi de clastocarst, problemele legate de evoluţia lor este mai complexă şi ea este tratată în cadrul cîmpiilor loessice expuse mai departe.

G. TIPURILE DE RELIEF — UNITĂŢILE MORFOGENETICE ALE CÎMPIEI ROMÂNE — SCURTĂ CARACTERIZARE

Ca încheiere la acest capitol asupra reliefului, dăm în sinteză caracterizarea tipurilor de relief, expuse pentru prima dată în *Monografia geografică a ţării* (P. C o t e ţ, 1960). Tipurile de relief au fost interpretate ca forme complexe, rezultate din asocierea văilor şi interfluviilor de pe un teritoriu unitar sub raport genetic. Cele cinci mari fîşii longitudinale genetice sînt: *fîşia piemontană*, *fîşia zonei de divagare*, *fîşia de tranziţie proluvio-loessică*, *fîşia predunăreană loessică* şi *fîşia dunăreană*, reprezentată în cazul de faţă prin partea cea mai joasă — lunca (terasele Dunării fiind incluse în fîşia predunăreană, prin acoperirea lor cu loess şi în care clastocarstul are o dezvoltare destul de mare). Fiecare fîşie este caracterizată prin *tipul genetic* respectiv (fig. 54). Prin această separare a tipurilor morfogenetice s-a deschis calea unor corelaţii mai clare ale reliefului cu unităţile pedofitoclimatice, hidrogeologice (în special cu structurile acvifere freatice) şi cu faciesurile loessului.

Toate acestea au confirmat necesitatea aprofundării laturii genetico-evolutive, dezvoltate de noi ca bază a geomorfologiei integrate sub raport aplicativ-practic, pentru rezolvarea celor mai variate aspecte impuse de necesităţile economiei naţionale.

Necesităţile practice au impus în prezent analiza corelativă a reliefului cu depozitele respective, în special cu cele cuaternare, în cazul de faţă, cale deschisă la noi de G. M u r g o c i, A l. D i m i t r e s c u-A l d e m, G. V â l s a n, C. B r ă t e s c u şi alţii care, paralel cu studiul formelor de relief s-au ocupat şi de geologia cuaternarului, de cunoaşterea adîncă a depozitelor, a climei, faunei etc. Fără aprofundarea acestor probleme şi a paleogeografiei, aşa-numita geomorfologie geografică, tot descriptivă rămîne, cazul analizei reliefului din *Monografia geografică a văii Dunării româneşti* (1969).

Cunoaşterea adîncă şi paralelă a reliefului şi a depozitelor cuaternare sub raport genetic rămîne singura cale de rezolvare a problemelor majore de ordin practic, dar fără a neglija după necesităţi şi celelalte elemente ale mediului înconjurător.

Capitolul VI

CLIMA ŞI HIDROGRAFIA

Capitolele care urmează se referă la climă, hidrografie, soluri şi vegetaţie ca factori naturali, analizaţi prin prisma corelaţiei lor cu relieful sau între ei înşişi, precum şi ca elemente ajutătoare, aşa cum de altfel fac pedologii în studiul solurilor. Factorii amintiţi constituie alături de relief cadrul natural complex al Cîmpiei Române.

Cunoaşterea acestora este absolut necesară în analiza proceselor şi a sistemelor morfogenetice actuale, dar mai ales în rezolvarea problemelor de ordin practic-aplicativ.

Priviţi în ansamblu, toţi aceşti factori naturali se înscriu pe fondul general al reliefului de cîmpie atît ca mezorelief, cît şi ca microrelief, interfluviile şi văile constituind elemente morfoclimatice de prim ordin în diferenţierea apelor de suprafaţă şi subterane, solurilor, vegetaţiei, modului de utilizare, economiei etc.

A. CLIMA ACTUALĂ ŞI SPECIFICUL EI

Datorită poziţiei pe care o are în sudul ţării, altitudinii în general sub 200 m şi a cadrului înconjurător mai înalt cu deschiderea ei largă spre NE în lungul Dunării, Cîmpia Română face parte din *provincia cu climă continentală excesivă*. Această provincie se caracterizează prin amplitudini termice mari, determinate de răcirea puternică din timpul iernii, ca urmare a pătrunderii maselor de aer arctic şi de încălzirile excesive din timpul verii ce au loc în cursul invaziei maselor de aer tropical. În legătură cu caracterul excesiv al climei trebuie precizat că aceasta se accentuează în partea de est, unde, după cum se ştie, secetele şi viscolele au o frecvenţă mai mare.

1. DATE CLIMATICE DE ORDIN GENERAL

a) **Temperatura şi repartiţia ei geografică, temperaturile medii ale aerului anuale şi lunare.** Din analiza hărţilor din Atlasul climatologic al ţării, temperaturile medii anuale din Cîmpia Română au valori între 9—12°C şi cresc în general spre valea Dunării între Drobeta Turnu-Severin şi Feteşti, unde la Calafat, Bechet, Turnu Măgurele, Giurgiu, Căldăruşani etc., ajung la 11—12°C. În localităţile Piteşti, Focşani şi Tecuci, acestea au numai 9°C, iar la Craiova, Caracal, Bucureşti, Buzău, Rîmnicu Sărat, Brăila şi Galaţi au valori de trecere, între 10—11°C (fig. 56).

Temperatura medie din luna ianuarie are o desfăşurare longitudinală şi paralelă cu Dunărea în lungul căreia între Drobeta-Turnu Severin şi Feteşti apare fîşia sudică, cu cele mai mari valori de —20°... —30°C, după care urmează fîşia mediană şi cea mai lată, cu valori de —3°... —4°C, apoi fîşia nordică Piteşti, Focşani, Tecuci cu temperatura medie cea mai scăzută de —4°C.

Temperatura medie a lunii iulie are aceeaşi repartiţie pe fîşii longitudinale şi ea creşte de la nord la sud, începînd de la 21—22° la Tecuci şi Piteşti, după care urmează fîşia cea mai lată cu temperatură între 22—23° la Craiova, Bucureşti, Ploieşti, Buzău, Focşani, Brăila şi Galaţi, terminînd cu fîşia dunăreană cu valorile cele mai ridicate (22—23°C) între Drobeta-Turnu Severin şi est de Călăraşi.

Din modul cum se desfăşoară aceste fîşii termice din cadrul Cîmpiei Române, rezultă că Dunărea joacă un rol important atît în ce priveşte media anuală, cît şi mediile lunare extreme.

În ce priveşte repartiţia amplitudinilor medii anuale, Cîmpia Română se remarcă prin predominarea valorilor ce depăşesc 25°C, cu excepţia colţului de SV de la Calafat şi din ostroavele Ialomiţei şi Brăilei.

La nord de linia Craiova, Buzău, aceste valori sînt mai mici de 25°C. Cele mai scăzute amplitudini anuale (24°—22°) apar la Piteşti.

b) **Temperaturile extreme** (maxime şi minime termice) reflectă caracterul accentuat continental al climei din Cîmpia Română şi ele se datoresc fazelor de încălziri şi răciri excepţionale, rezultate ale invaziei aerului tropical şi arctic.

Temperatura maximă absolută a aerului de 44,5°C a Cîmpiei Române şi a ţării în general a fost înregistrată la 10 august 1951, la *staţia meteorologică Ion Sion*[1] din Cîmpia Brăilei, iar temperatura minimă absolută de —35,0°C s-a înregistrat la staţia Snagov, la 25.01.1942.

Î n g h e ţ u l, care are influenţe negative asupra plantelor şi a vegetaţiei în general, se produce diferit, fie că este vorba de primul sau de ultimul îngheţ.

Primul îngheţ are loc de obicei între 11 şi 20 octombrie. În cîmpia piemontană de la curbură, datorită fenomenelor de föhn, ca şi în jumătatea vestică a Cîmpiei Române, primul îngheţ de toamnă se produce la sfîrşitul lunii octombrie, iar de-a lungul Dunării, mai tîrziu, la începutul lunii noiembrie.

Ultimul îngheţ apare în prima decadă a lunii aprilie de-a lungul Dunării, apoi asupra părţii de sud şi de vest a Cîmpiei Române, precum şi la curbură, iar mai tîrziu (11—20 aprilie) în Bărăgan.

c) **Durata îngheţului şi adîncimea lui maximă în sol.** Acest aspect este legat de fenomenele climatice de iarnă. Din datele existente rezultă că izolinia cu numărul anual al zilelor de îngheţ în sol străbate Cîmpia Română longitudinal între Drobeta-Turnu Severin şi Galaţi, fiind mai departe de Dunăre pe latitudinea Craiovei şi mai apropiată de aceasta în cele două părţi extreme.

În raport cu ciclurile de îngheţ, calculate în perioada 1961—1970 (G r. P o s e a **ş.a., 1974), Cîmpia Română se încadrează în trei zone longitudinale în care valorile medii ale zilelor cresc de la 50—70 (la Calafat, Tr. Măgurele, Giurgiu, Călăraşi, Brăila, Galaţi şi Tecuci) la 70—80 la Craiova, Piteşti, Ploieşti, Buzău şi Focşani (fig. 55).**

Adîncimea maximă a îngheţului în sol are valori aproape constante pe cea mai mare întindere a Cîmpiei Române (70—80 cm), cu excepţia celor două colţuri extreme din vest (Drobeta-Turnu Severin—Calafat), unde ea

[1] Localitate situată la vest de oraşul Brăila.

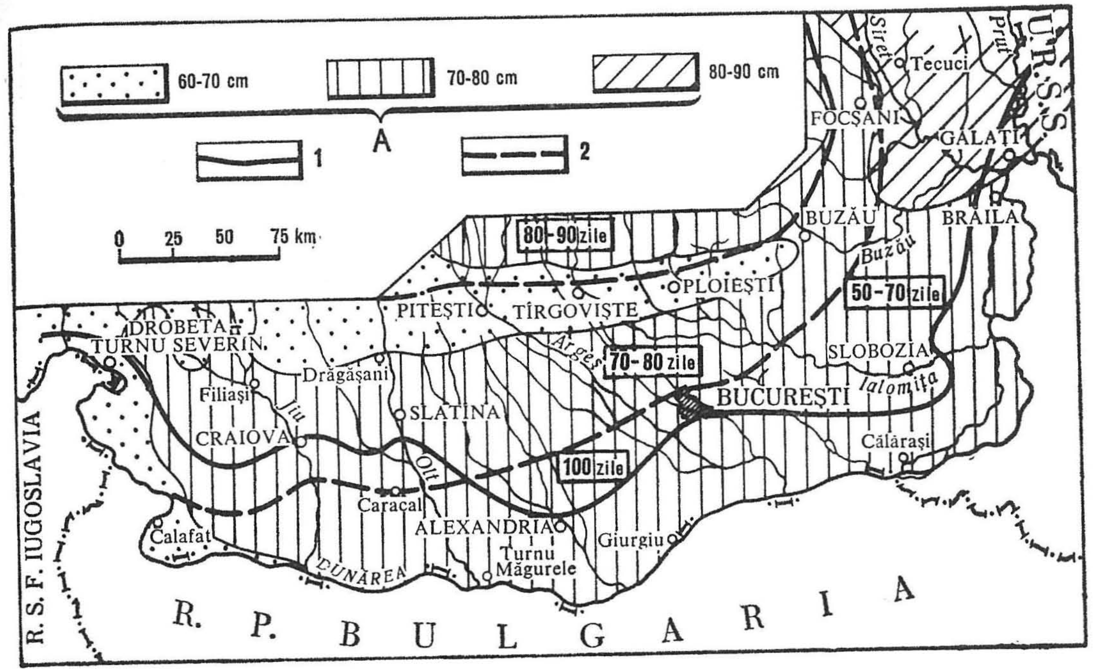


Fig. 55 — Cîteva date asupra îngheţului în sol: *A* — adîncimea maximă (după Ec. G o g o r i c i); *1* — izoliniile cu numărul zilelor de îngheţ; *2* — limita dintre cele două zone cu valorile medii ale ciclurilor de îngheţ (la exterior între 50—70 zile şi la interior de 70—80 zile, după Gr. P o s e a ş.a.)

scade la 60—70 cm şi din est Galaţi—Tecuci, unde dimpotrivă aceasta creşte la 80—90 cm.

d) **Repartiţia şi regimul umezelii aerului.** Umiditatea atmosferică este condiţionată de originea maselor de aer ce se deplasează deasupra Cîmpiei Române, de frecvenţa precipitaţiilor, ca şi de natura suprafeţei subiacente active.

În Cîmpia Română, umiditatea relativă a aerului are valori scăzute — între 70—75%, datorită ciculaţiei de NV, care ajunge aici, destul de sărăcită în vapori de apă, datorită lanţului carpatic. Aceleaşi valori scăzute se întîlnesc din timpul iernii sau verii şi în cazul circulaţiei maselor de aer dinspre NE.

e) **Repartiţia şi regimul norilor şi a duratei de strălucire a soarelui.** Sub acest aspect şi în raport cu factorii genetici majori, Cîmpia Română se caracterizează printr-o nebulozitate cu cele mai mari valori în Lunca Dunării şi mai ridicată de 5,5 zecimi, în restul ei. În strînsă legătură cu regimul de nebulozitate este durata anuală de strălucire a soarelui, care atinge valori maxime de 2 228 ore la Bucureşti—Filaret şi de 2 270 ore la Turnu Măgurele.

În ansamblu, durata anuală de strălucire a soarelui scade de la Dunăre spre interiorul cîmpiei.

f) **Repartiţia şi regimul precipitaţiilor atmosferice.** În legătură cu cantităţile anuale medii de precipitaţii, Cîmpia Română se caracterizează în general prin cantităţi reduse care variază între 400—600 mm, cu valori mai mici în partea de est, chiar sub 400 mm, şi mai mari, de 500—600 mm în partea centrală şi de 600—700 mm în zona de contact cu dealurile (fig. 56).

Pe anotimpuri, cele mai mari cantităţi se înregistrează în luna iunie, iar cele mai mici în perioada februarie-martie.

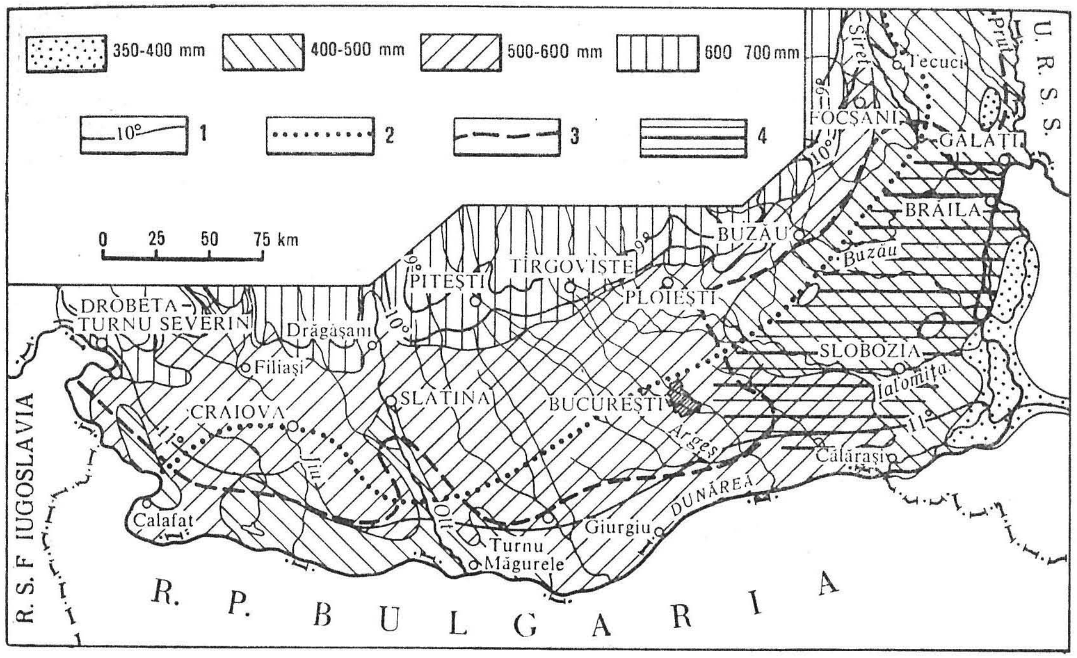


Fig. 56 — Corelaţii climato-biogeografice între repartiţia precipitaţiilor medii anuale şi zonele de vegetaţie:

1 — temperatura medie anuală; *2* — zona cea mai mult afectată de secetă în 1945; *3* — limita internă a stepei; *4* — sectorul cu cele mai numeroase secete din Cîmpia Română

Ca tipuri caracteristice, în Oltenia de vest amintim *tipul mediteranean*, cu două maxime, *unul* principal în perioada mai-iunie şi *altul*, în perioada octombrie-noiembrie şi *tipul continental* sau al ploilor de vară, predominant în Cîmpia Română, caracterizat printr-un maxim în luna iunie şi un minim în lunile februarie-martie destul de pronunţat.

Frecvenţa precipitaţiilor, care prezintă o importanţă deosebită pentru sectorul agricol, este destul de variată. Sub acest raport în Cîmpia Română apar intervale de timp destul de mari în care nu cad precipitaţii.

Din analiza schiţelor cu repartiţia numărului mediu anual al zilelor cu precipitaţii —$P \geqslant 0{,}1$ m — variază în Cîmpia Română între 80—100 pe an, el fiind mai mic în Bărăgan (sub 80). Pentru cantitatea $P \geqslant 5$ mm valorile sînt între 12,7 în est şi 20 în centru şi vest, iar pentru $P \geqslant 10$ mm, valorile ajung la 25 în partea de est şi 40 în cea de vest.

În ce priveşte frecvenţa zilelor cu precipitaţii în cadrul anului, ea creşte la sfîrşitul primăverii şi începutul verii, la sfîrşitul verii şi începutul toamnei. De asemenea, trebuie relevată oscilaţia cantităţilor de precipitaţii de la un an la altul, în raport cu mediile plurianuale, oscilaţie care în anii ploioşi a depăşit cu circa 2—3 ori cantităţile medii, iar în anii secetoşi, s-a redus la mai puţin de jumătate.

Un alt aspect legat de cantităţile maxime de precipitaţii în 24 de ore, este şi caracterul lor torenţial. În cazul Cîmpiei Române se pot aminti localităţile Şegarcea (80,0 mm la 14.IX.1934), Ciupercenii Vechi (48,8 mm la 26.VI.1925); Călăraşi (149,4 mm la 1.VII.1915); Viziru (117,7 mm la 13.IX.1899) etc.

Amintim de asemenea cazul excepţional din anul 1975 (între 30 iunie şi 3 iulie) din sectoarele Cluj-Napoca, Făgăraş, Tîrgu Secuiesc, Braşov, Ploieşti,

Bucureşti etc., cînd cantitatea de precipitaţii căzută în 24 de ore a fost dublă faţă de media plurianuală (100—150 l/m² sau chiar peste 150 l/m²), cantitate care a provocat marile inundaţii cunoscute.

Ca încheiere la repartiţia şi regimul precipitaţiilor amintim *importanţa lor asupra scurgerii*. Ne referim mai ales la cunoaşterea cantităţii maxime de precipitaţii multianuale, anuale sau cele care cad în timp de 24 de ore pentru dimensionarea lucrărilor hidrotehnice, în vederea prevenirii pagubelor produse prin inundaţii. De aceeaşi importanţă este şi cunoaşterea zonelor cu precipitaţii minime anuale, multianuale etc. pentru că în perioadele secetoase în zonele dificitare, mai ales în perioada de vegetaţie (III—VIII), să se poată asigura debitele necesare prin tranzitarea de debite din alte bazine hidrografice.

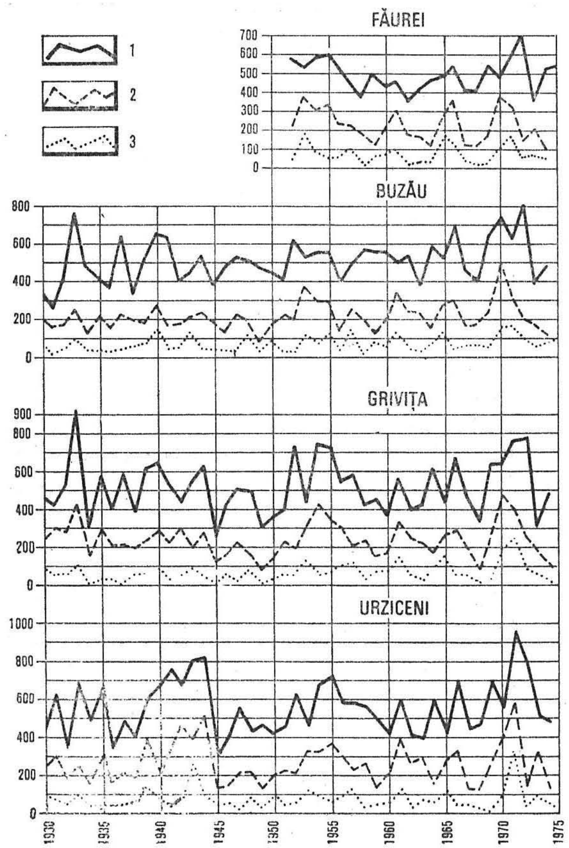


Fig. 57 — Evoluţia precipitaţiilor în Bărăgan între 1930 şi 1975:

1 — precipitaţii anuale; *2* — în perioada dec.—mai; *3* — în luna mai (după D. B ă l u ţ ă, 1975)

Oscilaţiile precipitaţiilor şi rolul lor asupra apelor freatice. Acesta este un alt aspect şi care explică în bună parte schimbările care s-au produs în dinamica apelor subterane din Cîmpia Română. În acest sens s-au ales o serie de staţii din Bărăgan (fig. 57). Analiza graficelor respective scoate în evidenţă faptul că în anii 1933 la Griviţa şi la Făurei, în anii 1943—1944 la Urziceni şi în anii 1954—1955 la Griviţa, precipitaţiile anuale au fost apropiate cantitativ de cele din perioada de exces dintre 1969—1972. După această constatare ar însemna că şi în perioadele respective mai vechi ar fi trebuit să se manifeste exces de umiditate, dar analiza precipitaţiilor din perioada iarnă-primăvară şi din luna mai arată că numai în perioada 1969—1972 precipitaţiile au depăşit cu mult mai mult media multianuală.

În concluzie, socotim că excesul de umiditate, fără precedent, din perioada 1969—1972, se datoreşte precipitaţiilor lunii mai din anii cînd şi precipitaţiile din lunile decembrie-aprilie au fost şi ele mari. Aceasta se vede clar mai ales la staţiile Griviţa şi Urziceni în anul 1954, cînd precipitaţiile din perioada decembrie-aprilie au fost mai bogate, iar în luna mai au fost mai mici.

Stratul de zăpadă — alt element al precipitaţiilor cu importanţă în agricultură — constă în faptul că în Cîmpia Română este discontinuu, datorită acţiu-

nii de spulberare şi troienire a zăpezii de către vînt. Asociată cu vîntul, ea lucrează ca un important *agent extern niveo-eolian* destul de important, de deflaţie şi eroziune la suprafaţa solului sau de acumulare împreună cu prafurile şi nisipurile de dune.

Topirea ei lentă scoate în evidenţă microrelieful de crovuri, care rămîn ca nişte *pete albe*, unde zăpada se topeşte mai tîrziu. Din apa rezultată din topirea ei se alimentează apa freatică şi bine înţeles debitul rîurilor, dar în acelaşi timp, ea contribuie la spălarea şi acumularea pantelor oricît de mici ar fi prin procesele *pluvio-denudaţiei* sau *deluviale*, care lucrează lent, dar pe suprafeţe foarte mari, mai ales în cuprinsul depozitelor de cuvertură pe care s-au format solurile. Grosimea şi durata stratului de zăpadă depinde foarte mult de condiţiile climatice şi în special de invaziile calde din timpul iernii, cazul anului 1975, cînd la sfîrşitul lunii ianuarie în Cîmpia Română, cantităţile de zăpadă au fost foarte reduse.

Durata stratului de zăpadă variază în jur de 50 de zile, depăşind această cifră în Lunca Dunării între Desa şi Olteniţa şi în jurul Bucureştiului, scăzînd însă sub 40 de zile la est de zona Călăraşi—Galaţi.

Putem vorbi chiar de *o asimetrie a stratului de zăpadă* în raport cu direcţia şi intensitatea vîntului dominant, ca şi cu locurile mai adăpostite.

Evapotranspiraţia potenţială este unul din elementele importante pentru caracterizarea climei din punct de vedere al factorului umezeală, în legătură cu calculul bilanţului termic şi hidric al regiunilor agricole, evaluarea resurselor de apă, a necesarului de apă pentru irigaţii şi a momentelor de udare, drenările în terenurile cu exces de umiditate şi conservarea umezelii solului în cele bîntuite de secetă etc. (C. D o n c i u, 1965). Din calculele făcute în perioada 1896—1970, evapotranspiraţia potenţială din Cîmpia Română are, după coeficientul P a p a d a k i s, valorile cele mai mari din ţară 900—850 şi care corespunde *coeficientului de umiditate* (*K*) cu valori între 1,2—0,8, care indică aceeaşi ariditate accentuată.

În legătură cu *coeficientul K*, trebuie reţinută valoarea de 1,6, care delimitează spre nord Cîmpia Română, ca şi diferenţa anuală $\Sigma ETP-P$, care are valori ridicate (între 350—300), iar în ce priveşte indicele hidrotermic mediu multianual în perioada VI—VII, aceasta are valori între 0,8—1,0 în Cîmpia Română (fig. 58).

Secetele reprezintă fenomenul cel mai frecvent al perioadei de vară, datorită precipitaţiilor foarte scăzute. Acestea apar foarte rar şi în perioada de iarnă, cum a fost în iarna anilor 1974/1975, lipsită în cea mai mare parte de zăpadă.

Perioadele de primăvară şi toamnă sînt şi ele bîntuite uneori de secete. Indiferent de perioada cînd se produc şi mai ales cînd durata lor depăşeşte 10 zile vara şi 14 zile iarna, în care n-au căzut precipitaţii mai mari de 5 mm, ele aduc mari pagube culturilor agricole. Aceasta cu atît mai mult cînd ele au un caracter multisezonier sau multianual (anii 1945—1947). Din statistica făcută începînd din anul 1900 încoace, s-au înregistrat 17 ani foarte secetoşi, dintre care amintim în secolul nostru (1904, 1907, 1945, 1946, 1950, 1952, 1964 şi 1968), mai ales în Bărăgan (figura 56).

Dintre aceştia, 1946 s-a detaşat ca anul care a adus mari pagube economiei agrare şi care a marcat începutul unor cercetări şi măsuri de primă importanţă (bilanţul apei din sol, sisteme de irigaţie).

Din schiţa întocmită de N. A l. R ă d u l e s c u ş.a. (1958), Cîmpia Română intră în întregime în limitele zonei intens secetoase cu cea mai accentuată

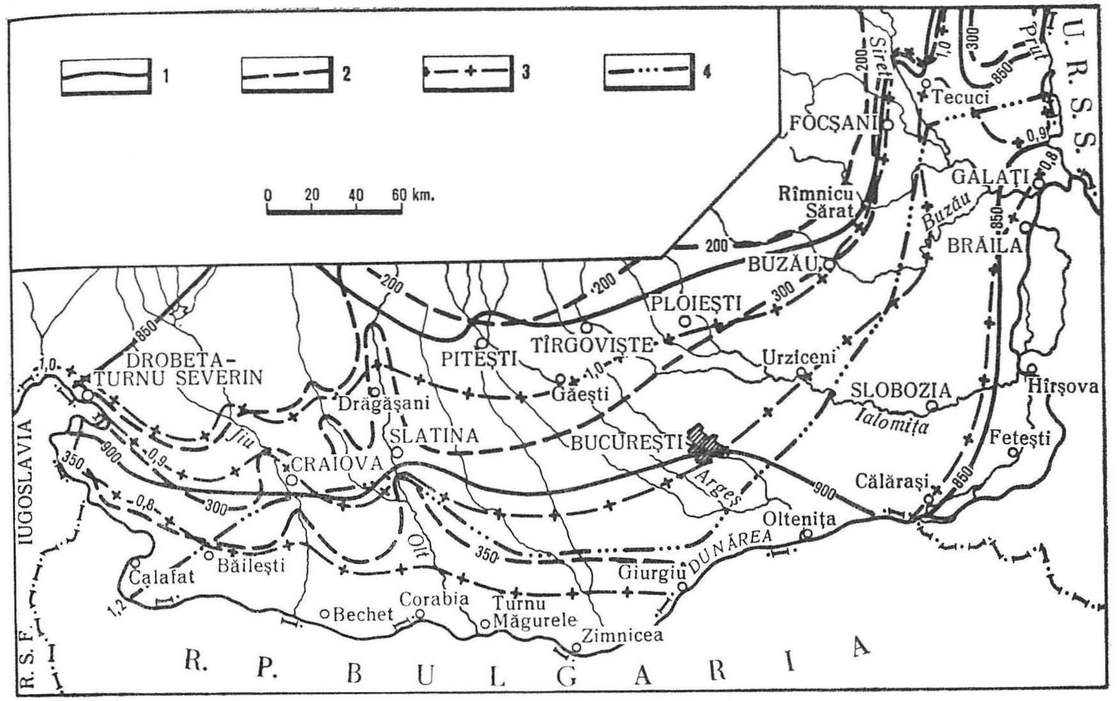


Fig. 58 — Elemente climatice în legătură cu umiditatea Cîmpiei Române (după diferiţi autori): *1* — evapotranspiraţia medie anuală (1879—1970); *2* — diferenţa anuală Σ ETP—P; *3* — indicele hidrotermic — media multianuală în lunile VI—VIII; *4* — coeficientul de umiditate — medii anuale (după I. P ă t ă c h i e)

parte în Bărăgan (fig. 56), mai ales pentru anii 1945, 1946, 1947, 1950, 1951 şi 1952 (pe baza cantităţilor cu peste 4 000 m^3/ha deficit la cultura porumbului).

g) Regimul şi repartiţia vînturilor. Acestea sînt destul de variabile în cuprinsul Cîmpiei Române, aşa cum de altfel rezultă din analiza frecvenţei şi vitezei medii anuale a vîntului.

Aşa după cum se ştie, vîntul alături de precipitaţiile deosebit de abundente, ploi torenţiale, grindină etc. constituie seria elementelor naturale dăunătoare agriculturii. Deşi datele de înregistrare asupra vitezei, direcţiei şi frecvenţei vînturilor nu cuprind decît o perioadă destul de scurtă în raport cu durata lor, există însă o serie de elemente morfoclimatice, cum sînt *dunele* şi *crovurile* a căror direcţie indică constanţa vînturilor mai vechi, preactuale sau holocene în general.

Analizînd schiţa generală cu rozele medii anuale ale vînturilor din Cîmpia Română se vede clar că direcţiile predominante sînt de NE şi E la răsărit de Argeş şi NV şi V la apus de Olt, şi cu viteze ce depăşesc 4 m/s. În raport cu cele două direcţii predominante de NE şi NV, sectorul Alexandria—Zimnicea se situează la contactul dintre acestea, aşa cum de altfel rezultă şi din direcţiile dunelor de nisip.

În ansamblu se poate spune că direcţia vînturilor şi chiar viteza lor reflectă tiparul marei depresiuni tectonice, pericarpatice în care este situată Cîmpia Română şi din care nu lipsesc influenţe eoliene sudice.

În afară de importanța vînturilor ca element climatic general, regimul eolian (intensitate-viteză, direcție și frecvență) interesează în mod special eroziunea solului și lucrările de irigație prin aspersiune, în sensul că intensitatea mare produce furtuni și reduce uniformitatea distribuției apei mărind în același timp evaporația în mod considerabil (P. Isbășescu, ș. a. 1969). Studiind aceste probleme pe întreg teritoriul țării, autorii citați au deosebit în Cîmpia Română, cele trei categorii de frecvențe (media lunilor iulie-august): *I* (cu frecvență mai mică de 50%), care apare numai în Cîmpia Covurlui (la nord de Galați); *II* (cu frecvență între 50—75%), caracteristică celor două părți extreme ale Cîmpiei Române (la vest de Jiu și la est de Argeș) și *III* (cu frecvența de peste 75%), specifică părții centrale Jiu-Argeș și zonei Brăila.

În același timp s-a avut în vedere și variația diurnă a intensității medii a vîntului, pe intervale de patru ore, în care a rezultat un minim între 0 și 4 și un maximum între orele 12 și 16.

În legătură cu viteza vîntului, aceasta crește continuu, începînd cu primele ore ale zilei, atingînd maximum în cursul după-amiezii și minimum imediat după miezul nopții (P. Isbășescu ș. a., 1968).

2. NUANȚE CLIMATICE REGIONALE

Prin altitudinea ei sub 200 m în general, ca și prin poziția pe care o are în sudul țării, Cîmpia Română prezintă legături strînse cu latura vestică a podișurilor dobrogene, ca și cu partea meridională a podișurilor Getic și Moldovei.

a) **Clasificarea geografică.** Clima Cîmpiei Române constituie un ținut cu caractere proprii și în care se pot distinge mai multe unități regionale: *districtul cîmpiei piemontane de curbură*, cu influențe de föhn, *districtul estic-stepic*, predominant în Bărăgan și Cîmpia Covurlui-Galați cu influențe dominante din est, *districtul central*, între Mostiștea și Desnățui, cu păduri, antestepă și stepă, și *districtul vestic antestepic și stepic*, dar cu influențe climatice din vest și sud, toate acestea cu caracter zonal și la care se adaugă a cincea nuanță locală, *clima regiunilor de lunci și bălți* din lungul văilor mari: Dunăre, Olt, Argeș, Siret, caracterizate de M. Peahă (1974).

b) **Regionarea (raionarea) pedoclimatică** (D. Teaci ș. a. 1973). Aceasta este cea mai mult apropiată de necesitățile majore ale agriculturii și a problemelor complexe de ordin morfo-bio-pedologic. Preocupare mai veche a autorului și a colaboratorilor săi, redă nu numai raportul corelativ dintre condițiile naturale (relief, soluri, climă), ci și *stabilește indicele de bonitare a tipurilor genetice de soluri*. Corelațiile dintre cifrele de bonitare și producția de grîu sau porumb la ha imprimă acestei clasificări un caracter practic și mai larg sub aspect agropedoclimatic sau agrofiziografic. Criteriile de bază sînt înscrise într-un tabel general ce se referă la denumirea raionului, solul dominant, clasa de bonitare[1], caracterele termice și pluviometrice, suprafața în km^2.

Clasificarea pedoclimatică a Cîmpiei Române efectuată de D. Teaci ș. a. (1973) în care se disting la nivelul țării cele trei categorii de unități pedoclimatice: *provincii* (C, D, E)[2], *districte* și *regiuni* etc. (4, 5)[2], cu caracterele specifice naturale și datele de ordin economic (producția de grîu, porumb etc.)

---

[1] Vezi D. Teaci ș.a. (1974), *Aspecte privind raionarea pedoclimatică și bonitarea terenurilor agricole din România (scara 1 : 200 000) pe județe*. An. Inst. cerc. ped., vol. XI.

[2] Indici la nivelul țării.

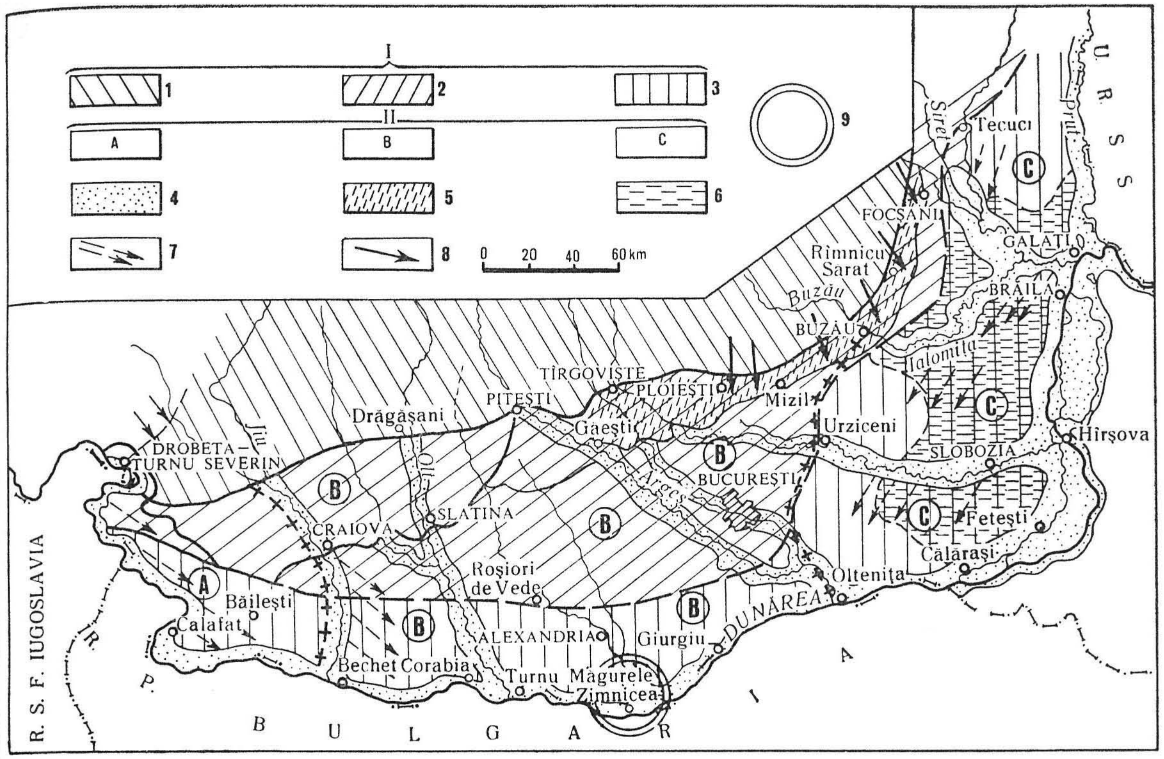


Fig. 59 — Marile subdiviziuni climatice:

I—unități longitudinale: *1*—zona umedă (>700mm) corespunzătoare dealurilor; *2*—zona semiumedă (<700mm) corespunzătoare pădurilor de foioase; *3*—zona secetoasă (<500m) corespunzătoare antestepei și stepei; II — unități transversale: *A* — vestică predominant climatul secetos (1), *B* — centrală — predominant climatul semiumed (*2*); estică, predominant climatul secetos (*3*); *4* — climat de luncă; *5* — tranziția de la zona semiumedă la zona umedă; *6* — stepa propriu-zisă; *7* — dune care indică direcția vînturilor dominante; *8* — climat cu efect de föhn; *9* — zonă de interferență între vînturile de *NE* și *NV*

constitue un început valoros asupra potențialului agrofiziografic, care trebuie lărgit la scări și mai mari.

c) **Alte clasificări.** Tot așa de apropiată de realitățile agrogeografice ale Cîmpiei Române, dar cu caracter mult mai general decît cea precedentă, este și *regionarea rezultată din analiza unităților longitudinale de umiditate*, corelate cu zonele de vegetație și cu relieful din care reies *unitățile transversale A și C*, ca unități marginale, extreme, mai reduse ca întindere și mai joase, dar predominant secetoase. Între acestea se desfășoară *unitatea centrală B*, cu mai multă umiditate, mai înaltă și cu păduri mai dese, situată între Jiu de o parte, Buzău și Argeș, de altă parte (fig. 59).

Tot așa de interesantă sub raport fiziografic, avînd în vedere caracterul ei complex este și *regionarea morfo- sau topoclimatică*, realizată de Gh. Neamu ș. a. (1970), care în afară de unitățile regionale climatice de diferite ordine taxonomice, conține și o serie de indici climatici, precum și numeroase elemente microtopoclimatice.

Citirea acestei hărți, mai puțin cunoscută agroamelioratorilor, pe baza legendei destul de largi ne dă o imagine complexă a tuturor factorilor care caracterizează în ansamblu și în amănunt diferitele elementele și unități climatice ale

Cîmpiei Române. Detalierea ei la scări mari se impune ca o necesitate morfogeografică de prim ordin.

Ca încheiere la acest capitol socotim necesar să accentuăm asupra necesității de cunoaștere a *ciclurilor climatice actuale* și a *importanței lor în economia agricolă*, fapt subliniat de M. Botzan (1974).

Această necesitate are în vedere rezolvarea problemelor cu privire la stabilirea prognozelor în lucrările hidrotehnice și hidroameliorative în condițiile impuse de perioadele de secetă sau de exces de umiditate, care trebuie să fie corelate, desigur și ele, *cu legea distribuției căldurii și umidității*, specifică climatului temperat continental excesiv, cu ritmicitatea lui sezonieră.

B. HIDROGRAFIA

1. REȚEAUA DE RÎURI ȘI CARACTERISTICILE EI

Cîmpia Română aparține bazinului hidrografic al Dunării și este fragmentată de o rețea hidrografică dirijată radiar spre vest și sud-vest, sud, sud-est și nord-est, tributară în întregime marelui fluviu.

Sub raport hidrografic și hidrologic, pe suprafața Cîmpiei Române cele două elemente naturale — relief și rețea hidrografică, se corelează foarte strîns, în sensul că geneza fluviatilă are un rol foarte important în formarea acesteia, iar complexul de văi și interfluvii apare ca o consecință directă a acțiunii rîurilor.

Din datele documentării făcute cu ocazia lucrărilor CEAI din 1972, caracteristica acestei rețele sînt «pantele reduse care scad la valori sub 0,1 m/km, fapt care scoate în evidență specificul întregii unități a Cîmpiei Române, dar mai ales în zona de divagare, între Argeș și Siret. Datorită acestor pante foarte reduse și a vitezelor de scurgere mici, albiile rîurilor au un aspect meandrat, cu tendințe continui de divagare, despletire și eroziune laterală.

În plus, capacitățile de scurgere foarte reduse ale albiilor minore explică existența unor albii majore întinse, acoperite cu apă chiar la debite maxime, relativ scăzute.

Cantitățile mari de aluviuni venite din bazinele superioare și puterea mai redusă de transport a acestora în cîmpie, explică aluvionarea și supraînălțarea treptată a fundului rîurilor și deci micșorarea progresivă a capacității de transport a albiilor minore. Fenomenul poate fi ilustrat în cîteva secțiuni mai caracteristice de pe rîurile din Cîmpia Română, și care arată variațiile suprafețelor albiilor minore în timp. Acest fapt iese în evidență, mai ales în zona Titu-Sărata, explicabilă prin situația acesteia în axa sinclinalului subsident neogen-cuaternar, unde descreșterea bruscă a pantei rîurilor provoacă o aluvionare mai puternică. Această tendință de aluvionare este grăbită îndeosebi, prin despăduririle efectuate în bazinele de recepție. O altă cauză a capacității reduse de scurgere o constituie și creșterea unei vegetații mai bogate, atît în albia minoră, dar mai ales în albiile majore și pe ostroave. Aceasta reduce viteza de scurgere provocînd deseori, datorită îngrămădirii de corpuri plutitoare, supraînălțări de niveluri și producerea de inundații pe zone mult mai întinse decît în ipoteza existenței unor albii regularizate și curate.»

Densitatea mică a rețelei hidrografice în cîmpie face ca în timpul apelor mari evacuarea apei să aibă loc într-un timp mult mai îndelungat, dînd naștere în acest fel la suprafețe întinse cu băltiri și exces de umiditate. Această situație este mai accentuată în zonele semiendoreice dintre Călmățui-Ialomița,

Ialomița-Dunăre și între Olt-Jiu, unde pantele sînt foarte reduse, iar rețeaua hidrografică practic lipsește.

O preocupare deosebită pentru combaterea inundațiilor în viitor trebuie s-o formeze și zonele de convergență și de confluență a unor rîuri de același ordin ca mărime, unde pot avea loc revărsări frecvente, în special în cazul existenței unei simultaneități de ape mari din topirea zăpezii sau viituri din ploi.

Ar mai putea fi menționat *fenomenul colmatării progresive al albiilor rîurilor mici*, autohtone, din Cîmpia Română, consecință a favorizării procesului de eroziune prin defrișări și despăduriri masive.

Ca urmare, aceste rîuri mici nu mai drenează pînza freatică, producîndu-se o creștere a nivelului freatic în interfluviile joase.

a) **Repartiția spațială.** Principalele rîuri dunărene din Cîmpia Română sînt Jiul și Oltul cu albii paralele și orientate în general de la nord la sud, Vedea cu Teleormanul, orientate NE—SE, Argeșul cu Dîmbovița cu aceeași orientare, Ialomița cu Prahova, Siretul cu Buzăul, Rîmnicu Sărat, Putna și Bîrladul, cu orientări variate (fig. 60). Destul de numeroasă este și rețeaua de ordinul al doilea, cu caracter autohton — Blahnița, Drincea, Desnățui, Călmățuiul de Teleorman, Cîlniștea cu Neajlovul, Mostiștea și Călmățuiul de Buzău — o rețea semidegradată, datorită condițiilor climato-antropice.

La toate acestea se adaugă prezența unor întinse zone semiendoreice, lipsite de rețea de suprafață, dar drenate subteran.

Caracterul meandrat al albiei minore și despletirea ei în brațe mari nu lipsesc din lungul Dunării. Diferitele convergențe și divergențe sînt indicate în figura 60 atît pe Dunăre, cît și în interior, ca reflex al tectonicii, eroziunii și acumulării puternice.

Cele mai mari meandre, unele chiar duble din lungul Dunării, sînt cele din sectoarele Drobeta-Turnu Severin — Calafat, Hîrșova — Brăila-Galați, iar cele mai întinse ostroave sînt Ialomița și Brăila, cu caracter de „delte interioare".

Dintre convergențele interioare atrage atenția în mod deosebit *linia Cîlniștei*, orientată de la vest la est și cea de la gura Siretului, ambele cu un evident caracter morfotectonic, iar dintre divergențe, cea mai mare este situată la sud de Pitești, iar cea mai complexă se află la curbura Subcarpaților în Cîmpia piemontană a Rîmnicului.

În general, rețeaua hidrografică majoră a Cîmpiei Române este lipsită de afluenți în sectoarele inferioare (Jiu, Olt, Ialomița), cu excepția Vedei, care primește apele Teleormanului, Argeșului, care confluează cu Dîmbovița la Budești și Siretul, situat în cea mai mare și puternică zonă de subsidență, unde primește apele Buzăului, Rîmnicului și Bîrladului.

Alt aspect al hidrografiei constă în devierea direcției albiilor principale spre SE, la Olt, Vedea, Argeș cu Dîmbovița, spre E, la Ialomița și spe NE, la Buzău, în discordanță cu cele din vest, Jiu, Desnățui, Blahnița, care se abat spre SV și V, ca efect al influenței mișcărilor neotectonice imprimate de falia marginală a cristalinului (fig. 60).

Axa principală de ridicare de unde se produc aceste devieri este reprezentată de linia Dăbuleni-Balș, unde fundamentul prezintă o largă bombare. Devierea Jiului și Desnățuiului spre SE se explică și prin prezența depresiunii Lomului, iar marea deviere a rîurilor spre NE în axa Siretului are la bază eterogenitatea și complexitatea fundamentului și a liniilor tectonice dobrogene, care converg aici, ca și datorită influenței lacului pleistocen în retragere spre est.

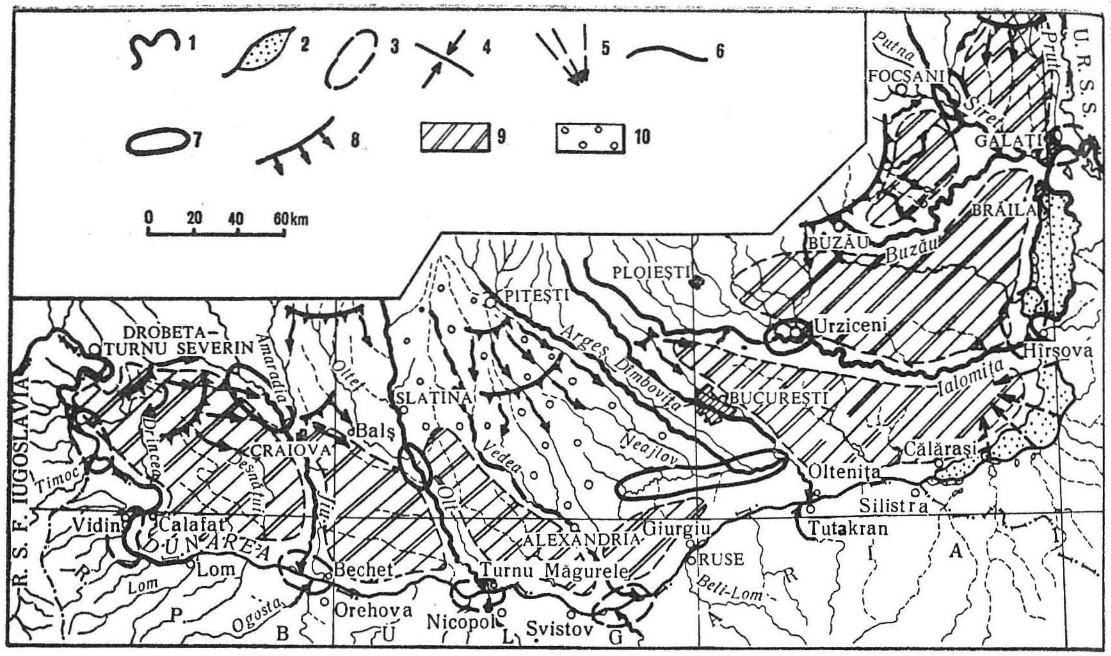


Fig. 60 — Reţeaua de rîuri:

1 — mari meandre în lungul Dunării; *2* — ostroave; *3* — convergenţe în lungul Dunării; *4* — confluenţe duble pe Dunăre; *5* — văi de pe versantul drept ce se prelungesc ipotetic spre Cîmpia Română; *6* — axele hidrografice principale; *7* — convergenţe mari în interior; *8* — idem, divergenţe; *9* — zone cu reţea hidrografică degradată şi semiendoreică; *10* — idem, cu reţea semidegradată

În luncile actuale este caracteristică o reţea hidrografică paralelă (Jiul cu Jieţul, Oltul cu Sîiul, Argeşul cu Sabarul etc.). Aceste albii paralele nu lipsesc din lunca mai mare a Dunării (Jiul ajungea pînă în fosta baltă a Potelului, Vedea pînă aproape de Giurgiu, Argeşul pînă la Mostiştea). Nu este exclus ca braţul Borcea să fi reprezentat un astfel de curs paralel al Mostiştei sau chiar al Argeşului, iar braţul Dunărea Nouă să reprezinte un fost curs al Ialomiţei.

Ultimul curs paralel amintit este cel al Bîrladului, care se varsă în Siret aproape de Galaţi, braţul Bîrlădel fiind un rest al rîului moldovean.

b. **Densitatea reţelei hidrografice** constituie unul din aspectele de primă importanţă în cadrul problemelor de drenaj a apelor de suprafaţă în Cîmpia Română.

Analizată la nivel de mare unitate naturală a ţării, densitatea reţelei hidrografice din Cîmpia Română, este de numai 0,16 km/km^2, adică pe jumătatea celei din Cîmpia Vestică a ţării, ea depăşind numai valorile mai scăzute ale Dobrogei.

Privită pe bazine hidrografice de ordinele III şi IV, densitatea reţelei hidrografice a Cîmpiei Române are valorile cele mai mici (sub 0,10 km/km^2) pe latura dunăreană, externă, ca şi în nord-est spre Siret, cu precizarea că în bazinul Argeş-Dîmboviţa pînă în axa Cilniştei, densitatea este mai mare, cu valori de 0,20—0,40 km/km^2.

Cele mai ridicate valori de 0,30—0,70 km/km^2 apar peste tot în zona piemontană, la contactul cu dealurile şi podişurile învecinate, unde de altfel procesele de eroziune a solurilor şi de acumulare aluvio-proluvială sînt mai

accentuate. Cea mai mare parte a Cîmpiei Române are valori mai mici de 0,3 km/km^2, precum şi multe zone semiendoreice.

În raport cu această densitate creşte şi necesitatea de apă pentru economie şi în special pentru agricultură, completată prin sistemele de irigaţii şi prin amenajarea lacurilor artificiale (iazuri, eleştee) în diferite sectoare şi bazine hidrografice. Densitatea cea mai mare a lacurilor artificiale se întîlneşte în bazinele Vedea, Teleorman, Cilniştea, Glavacioc, Neajlov, Mostiştea şi în cîmpiile Snagov, Bucureşti (Cîmpia Vlăsiei), aşa cum rezultă din schiţa întocmită de P. G â ş t e s c u (1971).

În legătură cu reţeaua hidrografică ca element major al drenajului general de suprafaţă trebuie să precizăm că lucrările legate de extinderea irigaţiilor impune cunoaşterea în amănunt, la scări de detaliu, a microdrenajului din cîmpiile de loess, nu numai de suprafaţă (exoreic şi endoreic), ci şi a celui interior, legat de dinamica apelor subterane, în raport cu condiţiile principale de relief (pante, microrelief), sol (textură, permeabilitate), hidrogeologie (pînze freatice) etc., aşa cum au realizat în Cîmpia Brăilei H. I o a n i ţ o a i a şi M. D o b r e s c u (1970).

2. REGIMUL HIDROLOGIC ŞI VARIAŢIILE LU

Sub acest aspect, Cîmpia Română aparţine regiunilor pericarpatice cu scurgere medie lichidă şi solidă destul de redusă.

a) **Scurgerea medie lichidă** are valori mai mari între 3—5 l/s km^2 în zona piemontană a Piteştilor şi scade treptat la 1—2 l/s/km^2 între Drobeta-Turnu Severin —Craiova—Slatina—Ploieşti—Buzău—Focşani şi sub 1 l/s/km^2 mai la sud.

În ce priveşte regimul de scurgere al Dunării, cu debit maxim se observă o creştere între localităţile Bistreţ şi Olteniţa, ca urmare atît a rîurilor carpatice, cît şi a celor balcanice (aici întîlnindu-se cele mai multe şi mai importante confluenţe gemene).

Debitul mediu şi minim înregistrează o creştere treptată între Drobeta-Turnu Severin şi Brăila-Galaţi. Analizată pe anotimpuri, scurgerea medie prezintă valori mai mari primăvara (peste 50%), iar toamna, valorile cele mai scăzute (sub 5—10%).

Problemele legate de scurgerea medie anuală şi necesităţile de ordin economic impun un studiu de specialitate mai în detaliu şi mai complex prin compararea a două puncte de reper, *unul* interior şi *altul* la vărsare, situate pe Jiu, Olt, Vedea, Argeş, Ialomiţa. În acest sens, din analiza sumară a bazinului Vedea rezultă că debitele medii anuale cele mai mari se înregistrează la confluenţa cu Teleormanul, în aval de Alexandria. Sub acest raport, cursurile mijlocii şi superioare, situate în cîmpia înaltă piemontană, sînt deficitare, iar întreg bazinul Vedea este deficitar sub aspectul resurselor de apă, ceea ce impune tranzitarea din alte bazine învecinate sau formarea unor acumulări locale.

Scurgerea maximă prezintă o importanţă deosebită, mai ales după cele două perioade mari de inundaţii din zilele noastre, iar analiza debitelor maxime de diferite asigurări este de o valoare foarte mare pentru dimensionarea lucrărilor necesare de apărare, diguri, lacuri de acumulare, ca rezerve de volume pentru atenuarea undelor de viitură. În ţara noastră s-a impus cunoaşterea amănunţită a debitelor maxime prin *metoda Muskingum*, prin stabilirea unui model matematic pentru calculul undelor de viitură.

b) **Scurgerea medie de aluviuni în suspensie** (t/ha/an). Cîmpia Română iese în evidență prin valori mai mari (1,0—2,5 t/ha/an) în partea estică și centrală, între Drobeta-Turnu Severin și Pitești, și foarte scăzute în tot restul suprafeței ei (sub 0,5 t/ha/an). Ca tip de regim hidric caracteristic acestei unități se poate aminti cel cu ape mari de scurtă durată, cu alimentare pluvio-nivală moderată, specifică regiunii de cîmpie extracarpatică cu influență continentală. Mai mult, partea estică — Bărăganul, se caracterizează prin tipul torențial (fără ape mari), cu viituri de iarnă, primăvară și vară, cu alimentare pluvio-nivală și nivo-pluvială. Acestor tipuri menționate, se mai adaugă unele influențe vestice (cu regim de ape mari de primăvară și viituri de vară, alimentare nivo-pluvială și pluvio-nivală, cum sînt rîurile Drincea, Topolnița etc.). Privit în ansamblu, bilanțul hidric al Cîmpiei Române aparține celor două structuri — *prima*, variabilă, specifică zonei piemontane și *a doua*, deficitară și care se înglobează în cea mai mare parte a cîmpiei.

Ca provincii de bilanț, la răsărit de București este predominantă provincia est-europeană, unde, de altfel, apar cele mai întinse suprafețe semiendoreice și cu regim torențial, *fără ape mari* de scurtă durată (v. Atlasul geografic național, planșa V/4).

Lunca Dunării are un bilanț hidric propriu, caracteristic oricărei cîmpii aluviale mari.

Tot ca o concluzie de ordin general trebuie reținut faptul că scurgerea rîurilor și bilanțul hidric se desfășoară longitudinal pe zone paralele cu Carpații și Dunărea, iar tipurile de regim hidric au o dezvoltare inversă, transversală, în raport cu primele, ca urmare a unor influențe mai largi.

În concluzie, raporturile dintre relief ca sisteme de văi și interfluvii constituie problema de bază în legătură cu măsurile hidro-tehnice, mai ales în cuprinsul zonei de divagare și a luncilor largi cu albii paralele și confluențe mari.

LACURILE ȘI CLASIFICAREA LOR

Lacurile Cîmpiei Române sînt destul de numeroase și variate din punct de vedere genetic, ele încadrîndu-se în cele două mari categorii — naturale și antropice.

a) **Lacurile naturale** sînt și ele împărțite în două clase: *unele* legate mai mult sau mai puțin de rețeaua de rîuri și de văi, în general, și *altele* situate pe cîmpuri (de interfluvii) sau pe terase.

Lacurile de vale cele mai numeroase sînt lacurile de luncă, foste brațe sau meandre părăsite, care, datorită micilor depresiuni în care se găsesc rețin apa din viituri sau sînt alimentate prin canale de legătură cu rîul principal, cazul lacurilor Bistreț, Suhaia etc. Tot în această categorie pot fi înglobate și lacurile care iau naștere în depresiunile dintre grindurile marginale ale albiei principale sau ale brațelor acesteia, cum sînt lacurile din ostroavele (insulele) Ialomiței și Brăilei.

Tot legate de fundul văilor, dar cu poziție laterală față de lunca principală, sînt lacurile de *tip liman fluviatil*[1], cum sînt de exemplu, lacurile Bălteni, Snagov, Căldărușani, situate pe dreapta Ialomiței în cuprinsul Cîmpiei Vlăsia sau lacurile de pe partea stîngă a Ialomiței, în Bărăganul de mijloc, începînd de la Urziceni și pînă la Țăndărei (Sărățuica, Fundata, Schiauca, Amara,

[1] Acestea apar atît pe interfluvii, cît și pe terase.

Ograda și Strachina) sau lacurile de pe stînga Buzăului (Costeni, Jirlău, Cîineni, Amara, Balta Albă, Ciulnița), ca și lacurile pe stînga Dunării (Cătălui, Mostiștea, Gălățui). În aceeași categorie intră și lacul Mitreni din lunca Argeșului, studiat sub raport limnogeologic de către V. Bulgăreanu (1974).

Cunoașterea depozitelor lacustre și în special a nămolurilor componente, ca ritm și compoziție chimică, reprezintă un început fructuos, în vederea valorificării sub raport balneo-climatic a numeroaselor lacuri de acest gen din Cîmpia Română.

Cea de-a doua categorie, lacurile de interfluviu — aparțin cu deosebire zonei de stepă și ele apar pe cîmpurile înalte din Bărăganul nordic (Cîmpia Brăilei), unde în partea de NV se întîlnesc lacurile: Ianca, Plopu, Lutu Alb, Esna, Sărat-Movila Miresii) și în Bărăganul de mijloc, cu lacurile Colțea, Tătaru, Plașcu, Unturos, Chichinețu etc. Acestea sînt lacuri formate în depresiunile morfologice sufozionale din loess, iar independența lor morfologică se resimte și în regimul apei, legat mai mult decît în cazul lacurilor de vale, de condițiile climatice semiaride ale stepei, care duc la salinizarea mai accentuată a apei, proces care influențează chiar durata și existența lor.

b) **Lacurile antropice** sînt destul de numeroase, mai ales în bazinul Mostiștea, Dîmbovița-Argeș, Vedea-Teleorman, Călmățui. Dezvoltate în trecut mai mult sub formă de iazuri rudimentare, astăzi s-a trecut la o sistematizare pe bază de proiecte.

Lucrările de amenajare integrală a bazinelor hidrografice Jiu, Olt, Vedea, Argeș, Ialomița din etapa actuală și de perspectivă vor schimba radical aspectul văilor și luncilor interioare pînă în anul 2 000.

În acest sens au fost studiate numeroase amplasamente de lacuri de acumulare cu caracter permanent sau temporar, necesare asigurării cu apă a irigațiilor din zonă, a alimentării cu apă a industriilor sau pentru combaterea inundațiilor. În bazinul hidrografic Vedea au fost studiate circa 45 de amplasamente din care au fost reținute circa 35, pe cursul inferior al Oltului circa 50 și altele.

La ora actuală în fiecare zonă, pe cursurile inferioare ale rîurilor Jiu, Olt, Vedea, Argeș și pe afluenții lor există numeroase acumulări cu caracter local, dintre care numai în județul Olt se găsesc peste 40 de lacuri și iazuri.

4. INUNDAȚIILE ȘI SPECIFICUL LOR

Dintre fenomenele hidrologice cele mai cunoscute și care atrag atenția în mod deosebit prin consecințele lor foarte mari uneori pentru economia Cîmpiei Române sînt *inundațiile*. Acestea se manifestă sub două aspecte principale:

a) **Primul**, specific văilor sub formă de creștere exagerată a debitelor rîurilor, ca urmare a ploilor de primăvară suprapuse pe o topire bruscă a zăpezilor (inundații de primăvară) și a ploilor torențiale de vară. Apele rîurilor alohtone (Jiu, Olt, Argeș, Ialomița, Buzău și Dunăre) în astfel de situații depășesc malurile albiei minore, inundînd luncile largi.

În ultimul deceniu, datorită acțiunii de îndiguire a luncilor rîurilor menționate, a fost scoasă de sub efectul inundațiilor cea mai mare parte din terenurile afectate de acest fenomen (în Lunca Dunării au fost îndiguite 400 000 ha din circa 580 000 ha total, excluzînd Delta Dunării).

Inundații mai puțin previzibile, dar care confirmă regimul hidric torențial, cu influențe ale climatului continental au fost cele din octombrie 1972, cînd pe rîurile Călmățui de Teleorman, Vedea cu Teleormanul, Argeș și Ialomița s-au înregistrat creșteri foarte mari de debite cu revărsări puternice în lunci și distrugerea de baraje.

La începutul lunii iulie 1975, acest fenomen a avut un caracter deosebit de mare, mai ales în zona de divagare Titu—Brezoaele, ca şi în unele din luncile interioare — Argeş, Dîmbovița, Ialomița, Călmățui, Buzău şi altele.

b) **Al doilea**, sub formă de manifestare a inundațiilor specific spațiilor largi interfluviale cu o înclinare extrem de redusă şi deci *cu o capacitate de drenaj foarte mică*, este stagnarea apelor rezultate din precipitații pe suprafața cîmpurilor şi a teraselor.

Acest aspect de inundație a fost destul de extins în cuprinsul Cîmpiei Române, în perioada excesului de umiditate 1969—1972.

În această perioadă, datorită precipitațiilor abundente care au fost duble față de valorile medii multianuale în unii ani şi pe întregul interval a fost cu 200—300 mm mai mult, nivelul hidrostatic al apelor freatice s-a ridicat pînă la interceptarea suprafeței topografice, contribuind astfel la inundarea depresiunilor de tip crov, alături de apele stagnante.

În perioada excesului de umiditate din 1969—1972 inundațiile de interfluviu au atins suprafețe record în Bărăganul central (circa 2 500 ha) şi de nord, în Cîmpia Brăilei (circa 13 000 ha).

Pe baza cercetărilor şi studiilor întreprinse, fie în cadrul colectivelor C.E.A.I. fie acelora din diferite alte instituții s-au propus o serie de măsuri practice pentru combaterea excesului de umiditate, cum sînt cele ale lui N. F l o r e a (1976) din sectorul Ialomița şi Siret, apoi I. M i h n e a — H. I o a n i ț o a i a (1970) pentru întreaga țară şi altele. În ultima lucrare citată se indică chiar tipurile de canale de desecare şi densitatea lor.

5. SCHIMBĂRI ÎN CONFIGURAȚIA REȚELEI HIDROGRAFICE

În general, rețeaua hidrografică a Cîmpiei Române n-a suferit schimbări prea mari, traseele inițiale rămînînd în general aceleaşi, cu excepția gurilor de vărsare, unde s-au produs mici remanieri, cum a fost gura Oltului, deplasată mai spre vest, iar Sîiul afluent al Oltului a devenit afluent al Dunării (P. C o t e ț, 1940). Acelaşi proces l-a suferit şi Jiul, iar vechea lui albie, situată pe latura estică a luncii, are aspectul unui firicel de apă stagnantă, lipsit de scurgerea proprie. Un alt exemplu şi mai caracteristic a fost descris de G r. Ş t e f ă n e s c u (1890) în zona de confluență a Ialomiței cu Dunărea (fig. 61), din care se vede clar cum localitatea Piua Pietrii a devenit după anul 1886 port la Dunăre, datorită proceselor de acumulare care au dus la schimbarea gurii de vărsare a Ialomiței. Probabil că astfel de procese au avut loc şi în trecut cînd a funcționat aici Cetatea de Floci din secolul al XVII-lea, problemă mult discutată în lumea istoricilor, dar care poate fi lămurită numai pe bază de analiză morfohidrografică şi cronologică.

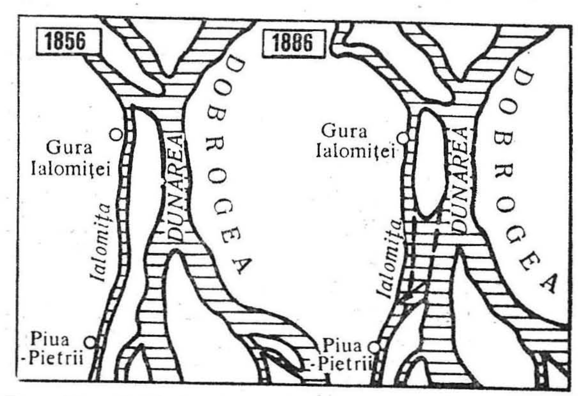


Fig. 61 — Schimbarea gurii Ialomiței (după Gr. Ş t e f ă n e s c u)

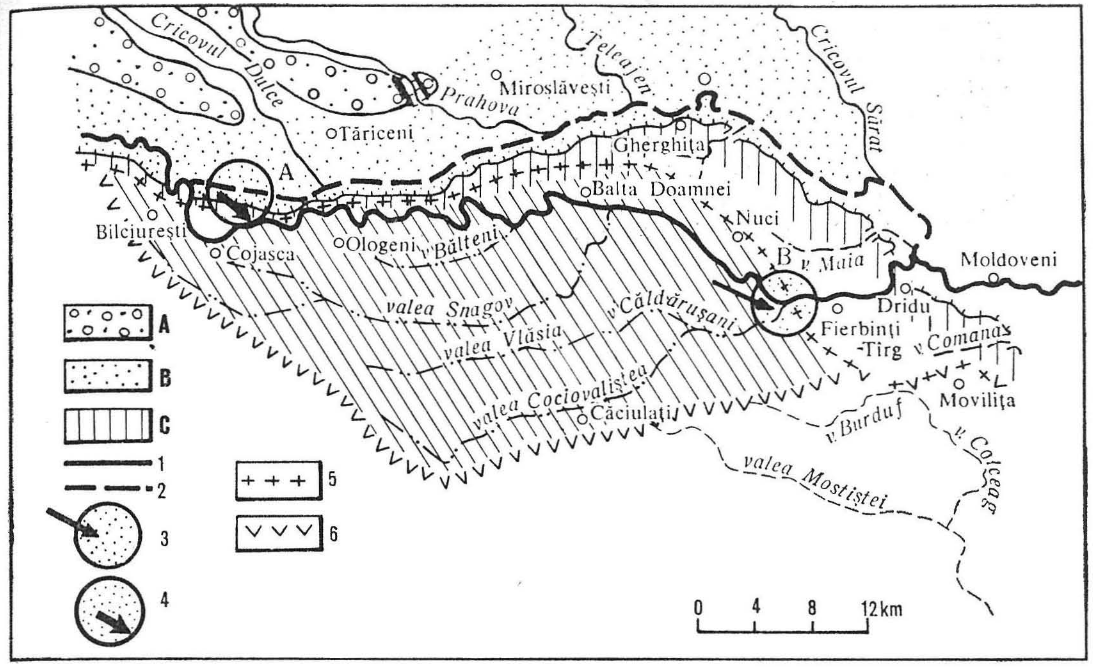


Fig. 62 — Evoluția rețelei hidrografice în Cîmpia Snagovului (după P. C o t e ț):
A — cîmpia piemontană înaltă; *B* — cîmpia de divagare: *C* — cîmpia de loess; *1* — direcția actuală a Ialomiței; *2* — direcția veche a Ialomiței; *3* — sector de deversare a Ialomiței în Prahova; *4* — sector de deversare a Ialomiței în bazinul vechi al Moştiştei; *5* — vechea cumpănă de apă a bazinului Moştiştei; *6* — actuala cumpănă a Ialomiței

Modificări mai importante au avut loc între bazinele Buzău şi Călmățui, unde prin procesul de deversare a apelor Buzăului în bazinul Jirlăului (P. C o t e ț, 1960) s-a conturat Călmățuiul ca bazin hidrografic independent, un pîrîiaş relict pe traseul vechii văi a Buzăului. Tot prin deversări s-au produs şi schimbările din bazinul mijlociu al Ialomiței, care şi-a revărsat apele mai întîi în bazinul superior al Mostiştei şi apoi în valea Dridu (de tip Maia), aşa cum se vede în figura 62. O schimbare de tip difluență apare şi între Dîmbovița şi Argeş, unde Sabarul reprezintă un braț al Dîmboviței (P. C o t e ț, 1973). Remanieri mai importante au avut loc între Ialomița şi bazinul Mostiştei superioare, unde prin deversări şi captări locale Ialomița a intrat pe un traseu degradat al Mostiştei (P. C o t e ț, 1965).

Modificări destul de importante în hidrografia Cîmpiei Române se datoresc şi intervenției omului din necesități economice. Între acestea amintim cîteva din cele mai cunoscute din literatura de specialitate (P. C o s t e s c u, 1956).

Intervenția omului este cunoscută în bazinele Argeş—Dîmbovița încă din secolul al XVI-lea şi ele s-au extins treptat în sectoarele Sabar—Răstoaca, Dîmbovița—Lunguleț, Brezoaele—Arcuda—Bîcu—Popeşti, Ogrezeni—Roşu; pe Ialomița între Bilciureşti—Ghimpați; apoi în sectorul piemontan Tîrgovişte—Ploieşti, prin construirea Canalului Morilor la Tîrgovişte, şi două canale pe Prahova (Canalul Morilor şi Canalul Leaotului); apoi pe Putna în sectorul Focşani etc.

Mari schimbări s-au făcut în sistemul de lacuri din lungul Colentinei şi al văii Pasărea, iar pe întreaga Cîmpie Română urmează să se realizeze o serie de lacuri antropice, care vor modifica radical textura actuală a reţelei hidrografice.

În concluzie, subliniem şi în cazul hidrografiei necesitatea ca procesul de antropogenizare a reţelei de rîuri şi lacuri să se realizeze cu multă grijă, în concordanţă cu legile eroziunii şi acumulării fluviatile în vederea asigurării drenajului de suprafaţă şi subteran, ca şi pentru satisfacerea necesităţilor economiei naţionale actuale şi în viitor.

Capitolul VII

ÎNVELIŞUL DE SOLURI ŞI VEGETAŢIA

Aceste două elemente naturale sînt strîns legate între ele, solurile reprezentînd substratul pe care se dezvoltă vegetaţia, iar aceasta din urmă apare ca un reflex direct nu numai al condiţiilor climatice, ci şi al solurilor şi reliefului.

Raportate la mezorelief, acestea sînt clar diferenţiate de la interfluvii-terase la lunci, primelor le aparţin solurile vechi, evoluate, iar celor de-al doilea, solurile noi, crude, în curs de formare, unde pe primul plan stau elementele hidromorfe şi higrofile.

A. ÎNVELIŞUL DE SOLURI ŞI TRĂSĂTURILE LUI PRINCIPALE

Învelişul de soluri reprezintă partea cea mai subţire şi mai nouă a litosferei, formată în holocen şi a cărui grosime nu depăşeşte doi-trei metri cînd acesta nu se asociază cu alte soluri mai vechi (fosile). În Cîmpia Română, acest înveliş este destul de pestriţ, dar totuşi grupat în *două mari complexe*, care reprezintă în acelaşi timp şi importante unităţi agropedologice: *complexul solurilor cernoziomice* şi *complexul solurilor argilo-iluviale*, la care trebuie adăugate solurile negre, solurile brune argiloase compacte slab humifere şi apoi solurile de luncă, care ocupă întinderi mari pe fundul văilor principale (fig. 63). Dintre acestea, primele două complexe au caracter *zonal* pedoclimatic, iar ultimele, sînt *azonale*, ele fiind legate genetic, direct de relief şi de rocă.

1. COMPLEXUL SOLURILOR CERNOZIOMICE

Acesta ocupă partea externă a semicercului ce se desfăşoară la periferia Cîmpiei Române, de-a lungul Dunării între Drobeta-Turnu Severin şi Galaţi, sub forma unor fîşii cu lăţimi variabile. Acesta cuprinde trei tipuri principale, redate mai departe.

a) **Cernoziomurile-carbonatice castanii şi ciocolatii** sînt specifice stepei şi aparţin părţii celei mai estice dintre Călăraşi şi nord de valea Siretului, Bărăganului şi Cîmpiei Covurluiului. În mod sporadic, acest complex apare şi în sectoarele stepice din sudul Cîmpiei Române, în Burnaz şi pe terasele Dunării, între Giurgiu şi Turnu Măgurele, precum şi în Cîmpia Băileşti, pe terasele joase ale Dunării. Sub raport agroproductiv, acestea sînt cele mai valoroase prin bogăţia de humus în proporţie de peste 4% şi se pretează la lucrări agricole avînd în vedere că apar pe suprafeţe plane şi cu precipitaţii în jur de 400—500 mm anual.

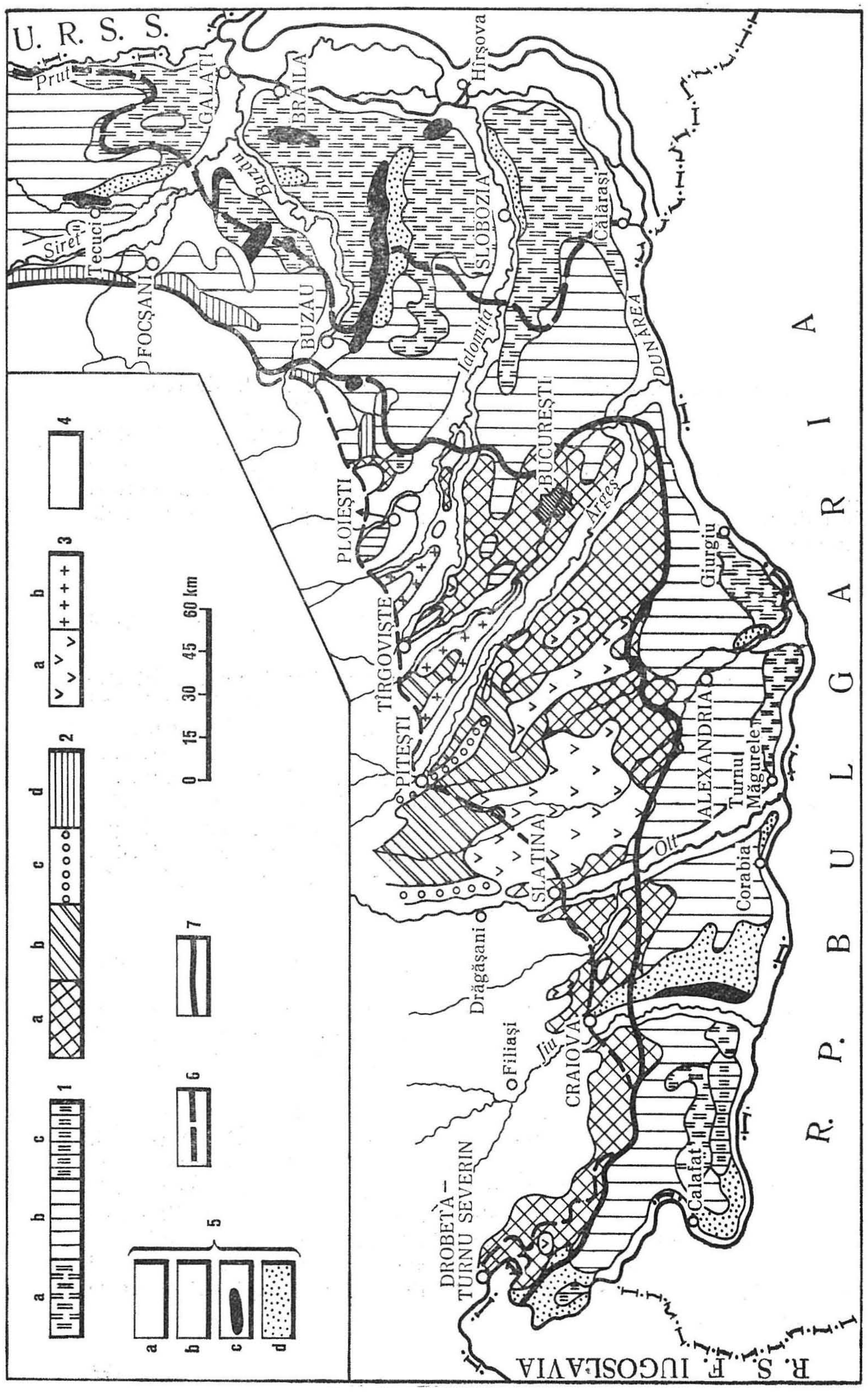


Fig. 63 — Schița solurilor (după harta pedologică 1 : 1 000 000):

1 — complexul cernozomic (a — cernoziomuri carbonatice; *b* — cernoziomuri levigate; *c* — soluri cernoziomice gleizate); *2* — complexul solurilor argilo-iluviale (*a* — soluri argilo-iluviale brun roșcate; *b* — soluri argilo-iluviale podzolite și podzolice pseudo-gleice; *c* — soluri argilo-iluviale brune podzolite și podzolice; *d* — soluri argilo-cenușii); *3* — soluri negre și brune argiloase compacte și humifere (*a* — vertisoluri; *b* — soluri brune — eu- și mezobazice); *4* — complexul solurilor de luncă; *5* — alte soluri (*a* — soluri bălane; *b* — rendzine; *c* — solonceacuri-soloneţuri; *d* — nisipuri, nisipuri slab solificate); *6* — limita dintre stepă și antestepă; *7* — limita dintre antestepă și pădure, se vede clar corelația lor cu solurile

Din punct de vedere morfologic, ele prezintă trei orizonturi: A—C și D. Orizontul A atinge de obicei 40—50 cm și este de culoare brună închisă și are o structură grăunțoasă bine dezvoltată. Sub orizontul A/C are numai 20—25 cm grosime și face trecerea spre orizontul C, care apare la 68—80 cm și are culoare deschisă, albicioasă, datorită carbonaților. Roca mamă D este constituită din loess, mai mult sau mai puțin alterat.

b) **Cernoziomurile levigate,** la care se adaugă și cernoziomuri levigate podzolite, ocupă suprafețe mult mai mari, ele reprezentînd solurile predominante ale Cîmpiei Române. Fîșia ocupată de ele începe la sud de valea Blahniței, unde ele apar pe toate terasele Dunării pînă la Jiu, apoi pe tot interfluviul și terasele dintre Jiu și Olt.

În Burnaz, acestea sînt predominante, ca și în Cîmpia Mostiștei. În Bărăganul de sud și de mijloc, cernoziomurile levigate apar tentacular, iar la est de Teleajen ajung pînă în cîmpia piemontană a Mizilului, după care se continuă la poala dealurilor subcarpatice, ca o fîșie mai lată în Cîmpia Rîmnicului și mai îngustă în nord, spre Panciu și Mărășești.

În Cîmpia Covurlui-Galați, ca și în pintenul piemontan Nicorești, ele ocupă întinderi destul de mari și corespund în general zonei de antestepă. Acestea se dezvoltă în regiuni cu precipitații ceva mai bogate (500—580 mm), și cu vegetație naturală reprezentată prin diverse quercinee xerofile. Structura lor morfologică constă din spălarea carbonaților și apariția unui orizont de sol B, de culoare brună, slab roșcată, cu un conținut de hidroxizi de fier liberi, structură nuciformă și frecvente crotovine. Orizontul A are 40—50 cm, culoare brună închisă, structură glomelulară, degradată și conține humus pînă la 3—4%. Fertilitatea este ridicată.

c) **Solurile cernoziomice gleizate și solurile cernoziomice levigate gleizate** apar ca petece foarte fine numai în sectoarele Bistreț și Gogoșu din Cîmpia Olteniei.

2. COMPLEXUL SOLURILOR ARGILO-ILUVIALE

Acesta este situat în partea cea mai interioară a Cîmpiei Române, mai ales la contactul ei cu cîmpia înaltă a Piemontului Getic dintre Dunăre (la Hinova) și Argeș. Între Olt și Ialomița, acest complex pătrunde mult spre sud și est, pînă la Alexandria, Drăgănești-Vlașca, Buftea și Snagov.

În general, solurile brun roșcate sînt caracteristice pădurilor din regiunea de cîmpie în care condițiile climatice permit instalarea pădurilor de foioase-șleau de cîmpie. Ele s-au format în condiții de precipitații mai ridicate (550—650 mm) pe depozite loessoide (loess și lehm), iar în zona de divagare pe luturi argilo-nisipoase. Complexul argilo-iluvial cuprinde patru tipuri de soluri expuse în continuare.

a) **Solurile argilo-iluviale brun roșcate nepodzolite și podzolite** constituie tipul cel mai larg răspîndit în conturile expuse mai înainte, cu precizarea că între rîurile Vedea și Ialomița ele se dezvoltă pe loess.

Sub raport morfologic, profilul acestora are culoare brună în orizontul superior (A) și brun roșcată în cel inferior (B). Orizontul A are grosime pînă la 40 cm, bogat în humus, textură mijlocie și structură glomerulară mijlocie sau mare. Orizontul B poate avea pînă la 80 mm grosime, iar culoarea brun-roșcată se datorește hidroxizilor de fier. Este, în general, humifer și are o textură mai grea decît în orizontul A, iar structura este formată din agregate prismatice de 10—12 cm înălțime și prezintă uneori fenomene de marmorare. Ca fertili-

tate, solurile brun roşcate sînt soluri slab acide, în general cu aerisire şi drenaj normal şi fertilitate ridicată pentru vegetaţia forestieră. Pentru terenurile cultivate, este necesară aplicarea îngrăşămintelor şi irigaţiilor.

b) **Solurile argilo-iluviale brune podzolite şi podzolice, pseudogleice şi pseudogleizate** urmează în ordinea suprafeţelor ca întindere, ele fiind predominante în cîmpiile Piteşti şi Videle (Neajlov), apoi în Cîmpia Picior de Munte şi în Cîmpia înaltă din sectoarele Bucovăţ şi Balş. Acestea se întîlnesc în regiuni cu precipitaţii de peste 600 mm, care condiţionează migrarea argilei spre partea inferioară a profilului de sol, format din trei orizonturi $A_1-A_2-B-(C)-D$. Primul orizont (A_1+A_2) are o grosime de circa 20 cm grosime, culoare brună-gălbuie cu structură slab exprimată, iar orizontul B (50—80 cm) are culoare brună gălbuie şi textură mai grea decît a orizontului superior, structură alunecoasă, nuciformă, compactă; orizontul D este constituit din argile sau marne şi depozite loessoide.

Pe măsura podzolirii şi pseudogleizării, fertilitatea acestor soluri scade, ea fiind foarte redusă chiar pentru vegetaţia forestieră.

c) **Solurile argilo-iluviale brune podzolite şi soluri argilo-iluviale podzolice** (nepseudogleizate) se întîlnesc tot ca mici petece în zona piemontană dintre Argeş şi Prahova, ca şi pe terasele Argeşului, la sud de Piteşti.

d) **Solurile argilo-iluviale cenuşii şi cernoziomuri levigate, podzolite** ocupă suprafeţe foarte restrînse, la interiorul cîmpiei piemontane dintre Buzău şi Panciu, în zona de contact cu dealurile.

3. COMPLEXUL SOLURILOR NEGRE ŞI BRUNE ARGILOASE, COMPACTE, SLAB HUMIFERE

Acesta are o dezvoltare mai mare în Cîmpia Boianu-Burdea. Acestea sînt predominante în bazinul mijlociu al Vedei şi Teleormanului; formarea lor este strîns legată de prezenţa unor depozite lacustro-mlăştinoase şi a unor orizonturi bogate de ape freatice, situate în zona de descărcare a acestora pe mari conuri aluvionare. Acestea sînt cunoscute sub denumirea de *vertisoluri* (*a*).

Solurile brune-eubazice şi mezobazice (*b*) apar ca petice în Cîmpia înaltă piemontană din sectorul Bălăciţa—Breasta, ca şi în continuare între Jiu şi Olteţ, apoi în zona joasă Titu şi în cîmpia piemontană dintre Ialomiţa şi Prahova, unde ocupă suprafeţe mai mari.

Aceste soluri de culoare mai închisă, cu textură compactă, necesită îngrăşăminte. Fertilitatea lor este mai redusă pentru culturile cerealiere, dar mai bună pentru cele forestiere.

4. COMPLEXUL SOLURILOR DIN LUNCI

Acesta are caracter dominant hidromorf, cuprinde aluviuni şi soluri aluviale, lacustro-mlăştinoase, cu cea mai mare extindere în ostroavele Brăilei şi Ialomiţei, în cursul inferior al Siretului cu afluenţii lui Putna, Rîmna şi Buzău. Urmează apoi luncile Prutului, Ialomiţei cu Prahova, Argeşul cu Dîmboviţa, Vedea, Oltul, Jiul etc. Nu lipsesc din cuprinsul lor solurile cernoziomoide.

La aceste complexe mari se mai adaugă local, diverse alte soluri, cum sînt *solonceacurile*, *soloneţurile* şi *solodiile*, cu cea mai mare extindere în lunca Călmăţuiului de Brăila, apoi rendzinele şi solurile brune de pe conul Prahovei, nisipurile şi nisipurile slab solificate şi altele.

Raportate la zonele de vegetaţie, complexele de soluri ale Cîmpiei Române se repartizează astfel: *complexul de cernoziomuri carbonatice* (cu scoarţă de alterare carbonato-siallitică) se suprapune zonei de stepă; *complexul de cernoziomuri levigate* (cu scoarţă de alterare carbonato-siallitică şi argilo-siallitică) corespunde zonei de antestepă, iar *restul celorlalte soluri* — zonei pădurilor de stejar (cu scoarţă de alterare argilo-siallitică şi argilizare mare).

5. CRONOSECVENŢE ÎN LEGĂTURĂ CU SOLURILE ACTUALE

În general solurile actuale aparţin holocenului, care este reprezentat prin depozite de suprafaţă, predominante sînt în lunci cele fluviatile, iar în rest, depozitele eoliene.

După M. S p i r e s c u[1], depozitele de suprafaţă pe care s-au format solurile bălane şi cernoziomurile carbonatice sînt în întregime holocene, iar cele de la baza cernoziomurilor ciocolatii ajung pînă în Tardiglaciar. Orizontul B din cernoziomurile levigate aparţine stadiului Würm 3, iar solurile brun-roşcate prind, în cuprinsul lor, Würm 2. Solurile brune podzolite şi solurile podzolice argilo-iluviale pseudo-gleizate prin orizontul lor iluvual ajung pînă în Würm. Cînd acestea au un orizont fosil, el reprezintă un material şi mai vechi (ca de exemplu profilul din Pintenul Măgurii, unde este cuprinsă şi faza glaciară Riss).

În sectoarele cîmpiei mai vestice şi mai înalte, materialele de cuvertură, deşi slab reprezentate din cauza condiţiilor aerodinamice, însumează o perioadă mai îndelungată, în care argila materialelor fine preloessice s-a acumulat treptat în cantităţi mari.

Materialele de la baza depozitelor de cuvertură, de altă natură decît cele amintite, fie lacustre, fie eoliene, sînt mai vechi decît ultima parte a depozitului de cuvertură.

În cîmpiile de subsidenţă (divagare) fie Titu-Potlogi, fie în cîmpia joasă a Siretului), holocenul este destul de gros, iar în compoziţia lui intră atît materiale fluviatile sau proluviale, cît şi eoliene integrate celor dintîi.

Chiar şi nisipurile eoliene de suprafaţă prin prezenţa unor soluri îngropate pot fi socotite în unele sectoare ale Cîmpiei Române că sînt mai vechi decît holocenul.

În legătură cu studiul solurilor din Cîmpia Română pe lîngă analiza condiţiilor morfoclimatice actuale se impune o mare atenţie elementelor de ordin litologic, paleogeomorfologic şi paleoclimatic (aşa cum se vede în această lucrare), în vederea unei mai bune precizări a aportului de sedimente şi procese pedogenetice propriu-zise, adică solul ca rezultat al unei evoluţii paleogeografice, direcţie dezvoltată la noi de A. C o n e a (1970) şi larg extinsă în Franţa (R. R a y n a l, 1974)[2]. De asemenea, analizele geochimice legate de cunoaşterea solurilor trebuie să fie corelate mai strîns cu ciclurile geologice specifice şi cu bios-ul continental, ca punct principal de separare a tuturor fenomenelor geochimice, care interesează în aceeaşi măsură sedimentologia şi pedologia (H. E r h a r d, 1974)[3].

Interesantă este şi teza lui J. D a n şi D. H. Y a a l o n (1968) în legătură cu formele şi suprafeţele pedomorfologice între care există strînse corelaţii spaţiale şi verticale, ca rezultat al proceselor de eroziune, sedimentare şi dezvoltare

[1] Lucrare în manuscris.

[2] Vezi recenzia din *Annales de Géographie*, vol. 458, an. LXXXIII, iulie—august, 1974.

[3] Idem, recenziile Y v e t t e D e w o l f — *Itinéraires géochimiques et cycle géologique du silicium*; idem, de l'aluminium. Ann. de Géogr. vol. 458, an. LXXXIII, iulie—august, 1974.

a solurilor, analizate în toate zonele climatice ale Israelului. Formele pedomorfe sînt exprimate prin profilul solului în diferite porțiuni de pantă, iar suprafețele pedomorfice reprezintă de fapt peisajul geografic în care s-a format profilul solului analizat.

B. VEGETAȚIA ȘI CARACTERISTICILE EI

Din punct de vedere fitogeografic în Cîmpia Română se întîlnesc numai două mari unități — zona de stepă și zona forestieră, care ocupă suprafețe aproape egale. Acestea reflectă în răspîndirea lor o strînsă legătură cu clima și solurile, ceea ce face să vorbim de o zonalitate bio-pedo-climatică, ce se desfășoară sub forma unor fîșii longitudinale, în general, paralele cu dealurile și Dunărea (figura 63).

1. STEPA ȘI EXTINDEREA EI

Stepa ocupă partea extremă din sudul Moldovei, estul Munteniei și sudul Olteniei. Ea se împarte în două subzone — stepa propriu-zisă și subzona de tranziție spre zona forestieră — antestepa.

a) **Stepa propriu-zisă** este specifică părții de est a Bărăganului, începînd de la vărsarea rîului Rîmnic și pînă la Călărași. Aceasta nu se mai păstrează decît în petice mici, locul ei fiind luat de culturile agricole. În vegetația naturală de stepă predomină unele grupări cu *Poa bulbosa* (firuță cu bulbi), *Bothriochloa ischaemum* (bărboasă), *Artemisia austriaca* (pelinița de stepă), *Cynodon dactylon* (pir gros), *Bromus squarrosus* (obsigă) etc. Ca rămășițe din pajiștile stepice primare se întîlnesc grupări cu *Festuca valesiaca* (păiuș), *Agropyrum cristatum* (pir crestat), *Stipa capillata* (negară) și altele. Tot aici pătrund și unele elemente xerofile din stepele eurasiatice, cum sînt: *Stipa lessingiana* (colilia), *Adonis volgensis* (rușcuța), *Cephalaria uralensis* (sipica), *Centaurea orientalis* (mătura) etc.

b) **Antestepa** (silvostepa) — subzona de trecere dintre stepă și pădure apare ca o fîșie destul de lată în sudul Moldovei, după ce se îngustează în cîmpia piemontană a Rîmnicului pînă în dreptul Mizilului, lărgindu-se mult în Bărăganul de mijloc și de sud. Mai departe spre vest, ea ocupă tot Burnazul și sudul Cîmpiei Olteniei pînă la latitudinea Caracalului și Moțățeilor, după care urcă pe terasele Dunării ca o fîșie destul de îngustă pînă la localitatea Batoți. În cuprinsul silvostepei, vegetația lemnoasă este reprezentată prin *Quercus pedunculiflora* (stejarul brumăriu), *Quercus pubescens* (stejar pufos), *Quercus robur* (stejarul pedunculat), alături de care se mai întîlnesc și alte specii — *Tilia tomentosa* (teiul alb), *Acer campestre* (jugastrul), *Fraxinus excelsior* (frasinul), *Carpinus betulus* (carpenul), *Corylus avellana* (alunul) etc. Pajiștile sînt destul de restrînse, vegetația erbacee este în general asemănătoare cu cea amintită pentru subzona stepei.

2. ZONA FORESTIERĂ

Zona forestieră ocupă partea interioară a Cîmpiei Române și nu atinge valea Dunării decît în Depresiunea Drobeta-Turnu Severin, iar în nord-est ajunge pînă în cîmpia piemontană a Focșanilor și în valea Siretului. Între rîurile Vedea și Dîmbovița, ea pătrunde mult spre sud, pînă în Burnaz, iar în sud-est pînă în valea Mostiștei, incluzînd cîmpia piemontană a Ploieștilor.

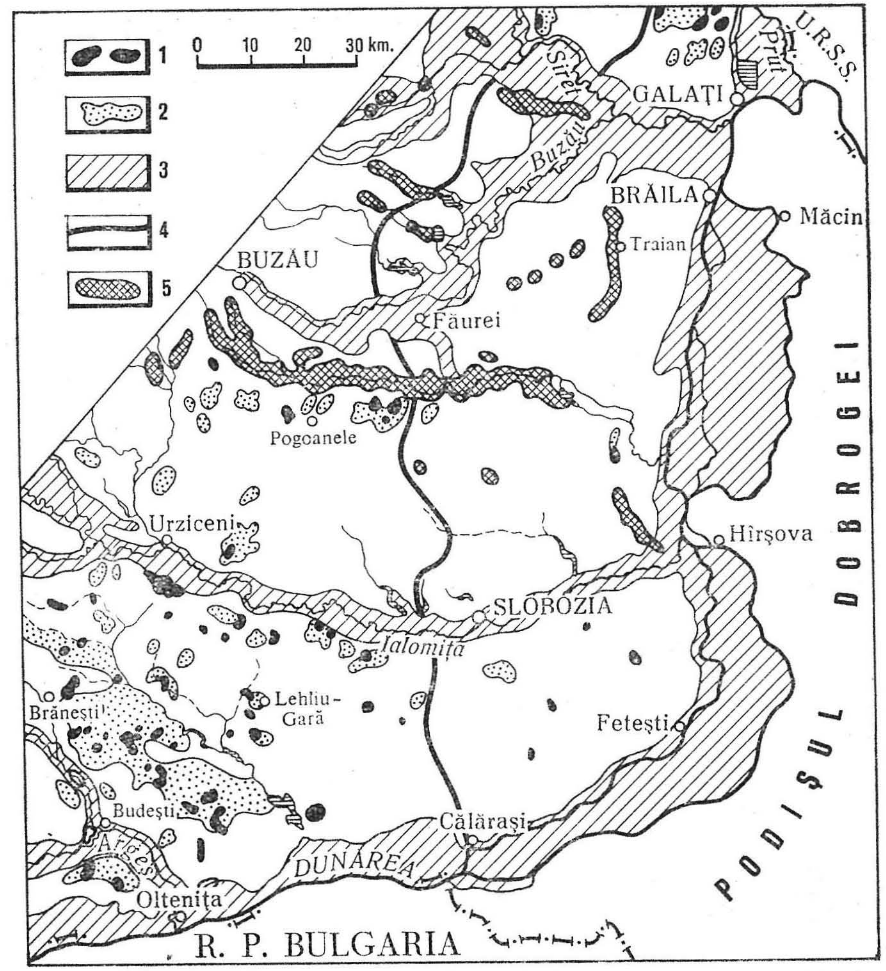


Fig. 64 — Procesul de stepizare antropică a Bărăganului prin tăierea pădurilor după 1864:

1 — păduri actuale; *2* — păduri ce au dispărut după 1864; *3* — vegetație de luncă; *4* — limita dintre stepă și antestepă; *5* — sărături

Aceasta cuprinde tot două subzone în care predomină stejarul, dar se diferențiază între ele numai prin pădurile mixte.

a) **Subzona pădurilor de stejar și mixte de tip sud-european** (cereto-gîrnițete), cuprinde partea de sud a Vlăsiei și întreaga suprafață la vest de Argeș, cu cîmpiile Videle—Burdea—Boian, partea de nord a Cîmpiei Caracalului, apoi sectorul Craiovei pînă spre Filiași, Șegarcea, Plenița, Bălăcița și Drobeta-Turnu Severin, cu excepția dealurilor Balșului. Spre sud-est, ea ajunge pînă în cîmpia Mostiștei. În cuprinsul acestei subzone apar atît păduri pure de *Quercus cerris* (cerul) sau de *Quercus frainetto* (gîrnița), cît și păduri de amestec cu alte specii: *Quercus pedunculiflora* (stejarul brumăriu), *Quercus pubescens* (stejarul pufos), *Carpinus betulus* (carpenul), *Ulmus foliacea* (ulmul), *Tilia tomentosa* (teiul), *Corylus avellana* (alunul), *Acer campestre* (jugastrul), *Fraxinus excelsior* (frasinul) etc.

b) **Subzona pădurilor de stejar și mixte de tip central-european** (gorunete, făgete-gorunete și stejărete), cuprinde suprafețe întinse din cîmpiile piemontane — Tîrgoviște și Ploiești, ca și nordul Vlăsiei (cîmpia Snagovului), după care ea ocupă fîșia îngustă a cîmpiei piemontane spre Mizil—Buzău—Rîmnicu Sărat—Focșani și ajunge pînă în valea Siretului, la nord de Mărășești. Aici predomină pădurile cu *Fagus silvatica* (fagul), alături de *Quercus petraea* (gorunul), la care se adaugă pădurile de șleau, constituite din *Quercus robur* (stejarul), *Carpinus betulus* (carpenul), *Ulmus foliacea* (ulmul), *Tilia tomentosa* (teiul), *Acer campestre* (jugastrul), *Fraxinus excelsior* (frasinul) și altele.

Diferențierea zonelor și subzonelor prezentate iese în evidență atît sub raport pedologic, cît și climatic, în sensul că în zona stepei predomină cernoziomurile tipice și cele levigate, iar în zona forestieră pe primul loc stau solurile brune-roșcate de păduri, solurile brune podzolite și solurile podzolice, argilo-iluviale etc. Gradul diferit de umezire a solului, ca efect al condițiilor de precipitații se suprapune aproape complet peste limitele zonelor și subzonelor de vegetație, în sensul că pădurea se dezvoltă la valori de peste 500—550 mm/an, iar stepa sub 500 mm/an.

3. VEGETAȚIA DE LUNCĂ

Vegetația de luncă ocupă suprafețe destul de mari în Cîmpia Română, ea însoțind ca niște fîșii azonale fundul văilor mari, Jiu, Olt, Argeș—Dîmbovița, Ialomița, Buzău, Siret, și mai ales Lunca Dunării în sectorul Călărași—Brăila. Această vegetație reprezentată prin specii higrofile, de mlaștină și lacuri, a fost supusă unei intense modificări antropice prin extinderea agriculturii.

Privită cronologic, vegetația Cîmpiei Române a suferit deci mari schimbări sub acțiunea omului, care a redus treptat pădurile pentru extinderea terenurilor agricole. Dintr-un înveliș aproape continuu, în ultimele milenii, pădurile au fost tăiate și reduse numai la cîteva pîlcuri rare și inegal răspîndite.

Procesul acesta de stepizare antropică se poate urmări mai precis între anii 1864—1975 în cuprinsul Bărăganului prin comparația diferitelor hărți cu caracter istoric (fig. 64).

Stepizarea antropică își face simțită influența mai ales în timpul anilor secetoși, cînd extinderea irigațiilor devine o necesitate de prim ordin.

C a î n c h e i e r e, subliniem importanța acțiunii biochimice a pădurii ca fenomen general de eroziune a uscatului, relevată de L. T o u r a i n e (1974). Această acțiune efectuată prin rădăcinile plantelor lemnoase condiționează o uzură a terenului, contribuind în același timp la formarea argilitelor feruginoase, care în cazul Cîmpiei Române este prezentă pe scară redusă în scoarța de alterare a solurilor brun roșcate sau pe grosimi mai mari, în scoarțele de alterare mai groase și mai vechi, remarcate în diferite sondaje și legate genetic de un climat mai cald-subtropical, destul de umed pentru dezvoltarea vegetației lemnoase, dar cu caracter sezonier.

Privite în general condițiile naturale ale Cîmpiei Române apar sub forma unor ansambluri morfolitohidrografice și biopedoclimatice strîns legate cauzal-genetic și funcțional între ele, așa cum se va vedea mai departe.

Capitolul VIII

GEOMORFOLOGIA INTEGRATĂ ȘI APLICAȚIILE EI PRACTICE

Necesitatea unor studii complexe avînd ca bază relieful a fost pusă la noi pentru prima dată în anul 1973 în cadrul *Academiei de științe agricole și silvice*, o dată cu constituirea comisiei de elaborare a programului național de lucrări privind eliminarea excesului de apă de pe terenurile agricole și combaterea inundațiilor (C.E.A.I.). Autorul acestei lucrări ca membru al colectivului Cîmpia Română de sub conducerea Acad. A. O b r e j a n u a întocmit hărțile geomorfologice de ansamblu la scara 1 : 500 000 și a colaborat la schița de sinteză cu privire la propunerile de ordin practic.

În vara anului 1974, cu ocazia colocviului de cartografie geomorfologică de la Potenza (Italia) sub egida UNESCO și a regiunii Basilicata la care au participat diferiți specialiști (agronomi, botaniști, silvicultori, geologi și geomorfologi) s-a discutat întocmirea unor hărți la scara 1 : 200 000 a bazinului Mediteranei, plecînd de la regiunea Basilicata din sudul Italiei (R. R e g r a i n, 1974) și care să servească ca bază în studiile de geomorfologie integrată, sistemică, după noi[1].

Reluînd principiile genetice puse la baza hărților geomorfologice generale ale Cîmpiei Române, stabilind sistemele de modelare actuală și corelațiile cauzal-funcționale cu celelalte condiții naturale (pedo-fitoclimatice), am căutat să desprindem *trăsăturile majore integrative* ale celei mai mari unități geografice a țării noastre, cu scopul de a contribui la ridicarea potențialului agroproductiv prin măsuri de preîntîmpinare a degradării terenurilor agricole și de menținere a echilibrului natural.

În același scop au fost analizate premisele geomorfologice, climato-hidrologice și pedo-fitogeografice pe baza cărora expunem mai departe Cîmpia Română ca macrosistem, precum și o serie de corelații funcționale, după specificul lor azonal sau zonal. Interdependența și condiționarea reciprocă a factorilor naturali au fost promovate și subliniate ca un principiu de bază în lucrările de regionare hidroameliorativă de către M. B o t z a n (1965), principiu care trebuie lărgit nu în sensul analizei prin simplă suprapunere a diferiților factori naturali, ci corelativ, cauzal-genetic, pe sisteme sau subsisteme naturale și antropice din care să rezulte mai bine funcționalitatea lor, ca un complex de factori integrați organic teritoriului în care se dezvoltă.

A. CÎMPIA ROMÂNĂ — CA UNITATE MACROSISTEMICĂ

Dezvoltată în condiții morfo-pedo-bioclimatice de stepă, antestepă și pădure de stejar în care acțiunea omului s-a intensificat treptat, Cîmpia Română se

[1] Vezi tratarea sistemică P. C o t e ț — *Geomorfologie cu elemente de geologie* curs, ed. I (1969). II (1971). E.D.P.

impune altitudinal prin creşterea înălţimilor spre contactul cu dealurile şi podişurile învecinate, ca şi prin tipurile de văi şi interfluvii ca mezounităţi cu dinamică şi funcţii diferite. Agropedologic, ea se impune prin predominarea solurilor cernoziomice şi argilo-iluviale la nivelul cîmpurilor şi teraselor, care ocupă cele mai mari întinderi şi după care urmează solurile de luncă, situate pe fundul văilor.

Concepţia de macrosistem şi sisteme sau subsisteme componente are ca scop să scoată în evidenţă integralitatea şi structura elementelor componente, a proceselor genetice, cauzale şi funcţionale în vederea unei evaluări cît mai concrete a potenţialului geomorfologic în scopuri agroproductive. Analiza sistemică deschide larg perspectiva înţelegerii complexe a reliefului ca bază a tuturor celorlalte condiţii naturale, necesare marilor proiecte din domeniul amenajărilor şi regionărilor de tot felul, mai ales cînd se va ajunge la aplicarea diferitelor corelaţii matematice şi calcule cibernetice.

În această analiză sistemică în care accentul cade pe relief trebuie să se ţină seama de două categorii de factori ai mediului înconjurători—naturali şi artificiali — antropici (acţiunea omului).

Prima categorie trebuie să cuprindă: *tipul de relief* (în cazul dat — cel de cîmpie în diferite faze de fragmentare orizontală), *morfometria* (altitudine absolută, altitudine relativă-energie de relief şi înclinare-pantă), *substrat-rocă, soluri, vegetaţie, climă-precipitaţii* (în special medii anuale), *procesele actuale de modelare*, clasificate după specificul lor în — *procese preliminare* (alterare fizică şi chimică), *de pantă* (extensive şi active), *de văi* (extensive şi active) şi de *interfluvii* şi *de poduri de terase* (extensive şi active).

A doua categorie se suprapune celor naturale aproape peste tot, frînînd sau grăbind acţiunea acestora prin diferite lucrări agroameliorative, geotehnice, industriale, edilitare etc.

1. SISTEMELE — SUBSISTEMELE COMPONENTE ŞI SPECIFICUL LOR

Acestea sînt destul de numeroase şi variate, mai complexe sau foarte complexe, mai extinse sau mai restrînse, mai vechi sau mai noi din punct de vedere cronologic. Separarea de subsisteme se face în raport de importanţa complexului de procese şi a laturii practice, fiecare dintre acestea fiind caracterizată prin prisma corelaţiilor intra- şi intersistemice.

a) **Sistemul morfohidrofluviatil** este primul în ordinea intensităţii, vechimii şi importanţei. El se desfăşoară în timp, odată cu formarea reţelei hidrografice, începînd din pleistocenul inferior şi pînă în prezent, generînd tipurile de văi existente. Activitatea de eroziune şi acumulare se desfăşoară în lungul albiilor minoră şi majoră, după legile proprii. Acest sistem se diferenţiază ca intensitate şi urmări de la văile principale la cele secundare, dar toate la un loc fac obiectul unor importante studii şi proiecte hidrotehnice de regularizare a albiilor şi de gospodărire a apelor.

Pantele reduse ale albiilor şi acumularea intensă în aluviuni condiţionează meandrarea şi despletirile excesive, fapt care uşurează procesul de inundabilitate în perioadele de revărsări, care cresc în zonele de confluenţe şi în cîmpia de divagare, ca şi pe linia contactelor morfologice cu denivelări mari, unde reţeaua hidrografică secundară la ieşirea în luncile principale dă naştere la inundaţii locale, torenţiale.

b) **Sistemul morfohidrolacustru** este strîns legat de cel precedent prin prezenţa lacurilor din albia minoră şi majoră, dar el funcţionează şi independent

în cuprinsul lacurilor din crovuri. Ca vîrstă el aparţine holocenului şi timpurilor prezente prin proiectarea a numeroase lacuri antropice. Aria cea mai mare a acestora se află între văile Mostiştei şi Oltului (fig. 82). Acesta se manifestă în lungul ţărmurilor de lacuri naturale sau antropice fie prin formarea falezelor, fie prin colmatarea minerală şi vegetală a porţiunilor joase (fig. 90).

Sistemul morfohidrolacustru se extinde mult în urma perioadelor cu precipitaţii abundente, cînd numeroase crovuri sau polii sufozionale sînt transformate în lacuri naturale.

Ca un *subsistem* atît în cazul de faţă, cît şi al celui precedent se poate separa cel *hidrofreatic* a cărui dinamică este foarte importantă, mai ales, în raporturile cu rîurile şi lacurile, dar şi cu sistemele de irigaţii. Sub acest din urmă aspect interesante şi utile sînt rezultatele obţinute de colectivul H. Ioaniţoaia, M. Dobrescu şi P. Isbăşoiu (1975)[1]. Prezenţa unor noi nivele de bază care aparţin lacurilor antropice are ca urmare perturbarea scurgerii normale a apelor freatice.

c) **Sistemul morfoeolian sau dunar.** Acesta aparţine sub raport cronologic holocenului, dar el s-a manifestat şi în timpul pleistocenului, ca dovadă prezenţa dunelor fosile, semnalată în prima parte. Nisipurile de dune sînt prezente atît în regiunile joase de lunci, cît şi pe cele mai înalte, de terase şi cîmpuri, ele acoperind tot acest complex de forme printr-o cuvertură destul de groasă, falsificînd mai ales terasele fluviatile, aşa cum este cazul cel mai pregnant în Cîmpia Olteniei. Dunele longitudinale şi crovurile ovale şi orientate în direcţia vînturilor dominante reprezintă cele mai clare urme ale influenţei morfoclimatice în cuprinsul Cîmpiei Române, aşa cum a arătat G. Vâlsan (1917).

Deşi acestea sînt concordante cu acţiunea vînturilor, nu acelaşi lucru se poate spune şi de raportul lor cu văile principale ale rîurilor, faţă de care ele sînt discordante, adică perpendiculare.

În prezent, acţiunea eoliană se resimte peste tot, dar cu deosebire în lungul marelui culoar arcuit al Cîmpiei Române în cele două zone extreme, de E, NE şi V, NV.

Spulberarea sau *deflaţia eoliană* se manifestă peste tot, ea afectează suprafaţa solurilor în special primăvara şi toamna în timpul furtunilor, cînd ogoarele nu sînt acoperite de vegetaţie (N. Florea, 1952). Ea afectează de asemenea destul de mult suprafaţa solurilor neacoperite de zăpadă erodîndu-le destul de puternic, iar în timpul verilor secetoase ele transportă nisipurile uscate din luncile rîurilor şi le depun pe malurile opuse sub formă de dune.

Din rezultatele lui M. Moţoc (1963) se poate vedea că indicele eroziunii eoliene atinge cele mai mari valori din ţară în Bărăgan (98), iar în Oltenia este aproape de două ori mai ridicat (73) în raport cu cel din Cîmpia Vestică (33). Lunile cu cel mai ridicat indice ca valoare relativă (după acelaşi autor) sînt în Oltenia — *iulie*, iar în Bărăgan — *martie*.

Împotriva deflaţiei şi eroziunii eoliene mijlocul principal de luptă rămîne pădurea, care fixează nisipul şi uşurează procesele de solificare, la care se adaugă plantaţiile de vii şi pomi.

d) **Subsistemul morfohidrotorenţial.** Acesta aparţine sistemului mai mare fluviatil, dar avînd în vedere importanţa lui practică de care este legată *eroziunea solului*, problemă care interesează în mod deosebit agroproductivitatea terenurilor din Cîmpia Română, îl expunem separat. Sub acest aspect, probleme

[1] Lucrare în manuscris.

de interes deosebit prezintă numai regiunile situate în zona de contact cu unitățile învecinate, deluroase, unde eroziunea torențială este asociată cu alte procese de pantă (surpări, alunecări de teren). Din acest punct de vedere, N. F l o r e a ș.a. (1968) disting în Cîmpia Română trei categorii de regiuni: *regiuni cu eroziune neapreciabilă* (în special de mal, de suprafață și de adîncime pe versanții văilor), în cea mai mare parte a Cîmpiei Române; *regiuni slab pînă la moderat erodate* pe mai puțin de jumătate din suprafața cîmpiei, situate la contactul cu Piemontul Getic între Drobeta-Turnu Severin și Pitești, la curbură și la contactul cu Podișul Moldovei. Uneori, acestea din urmă trec în *regiuni de la slab pînă la puternic erodate*, care apar în cuprinsul cîmpiilor mai înalte cu altitudine de peste 200 m, unde torenții sînt mai extinși.

În Cîmpia Română putem vorbi de o degradare a solurilor în sens mai larg, asociind cu eroziunea torențială procesele de salinizare a solurilor și cu microrelieful sufozional prin formarea crovurilor, ocupate de apă după topirea zăpezilor și urma ploilor, care întîrzie perioada de vegetație sau se salinizează, scăzînd productivitatea ogoarelor. De asemenea inundațiile întîrzie perioada de vegetație, duc la băltiri și la înmlăștiniri, care necesită desecări. Sub acest din urmă aspect interesantă este *regionarea sistemelor de drenaj*, făcută de I. M i h n e a și H. I o a n i ț o a i a (1970) în raport cu zonalitatea pedoclimatică (zona subumedă și zona secetoasă) ca și necesitatea folosirii cît mai largi în acest sens a tipurilor de văi seci, oarbe interdunare și sufozionale.

În general, procesele hidrotorențiale aparțin bazinelor superioare ale afluenților rîurilor mari-alohtone sau a celor autohtone, unde eroziunea torențială se asociază cu procese gravitaționale (prăbușiri, surpări, alunecări de teren) și care în ansamblu constituie *subsistemul proceselor complementare*, vizibil mai ales în lungul denivelărilor principale din Cîmpia Română, unde apariția apei freatice la zi joacă un rol foarte important, ca și prezența loessului.

În continuare urmează la punctele B și C ultimele două sisteme — *loessic-sufozional* și *hidrofreatic*, expuse mai pe larg, avînd în vedere importanța lor din punct de vedere practic, iar mai înainte sînt expuse cîteva exemple de diverse corelații din cadrul sistemelor analizate.

Tot aici este cazul să amintim și *problema cartografiei corelative* pe care o ridică concepția sistemică, a geomorfologiei integrative.

Primul care amintește la noi de o cartografie pedocorelativă este N. F l o r e a (1964), care a sesizat legătura strînsă a solurilor cu relieful și apele freatice, cu eroziunea și măsurile practice de ordin agroameliorativ.

Socotim că acest început bun trebuie extins și aprofundat mai mult sub raport cauzal-genetic și funcțional în cadrul sistemului mai complex-agropedologic.

2. DIVERSE CORELAȚII CALITATIVE MORFO-HIDRO-FITO-CLIMATICE ȘI ANTROPICE

a) **Corelații cauzal-funcționale azonale.** Aceste corelații sînt condiționate în primul rînd de specificul reliefului și de litologie, fiind foarte evidente în cadrul șesurilor aluviale sau luncilor. Aici se pot stabili corelații cauzale între tipul de relief specific albiilor majore, neted și adăpostit, constituit din depozite aluvionare, bogate în structuri acvifere la mică adîncime, cu soluri în formare, și cu vegetație higrofilă predominantă. Terenurile agricole pot fi scoase ușor de sub influența inundațiilor și protejate împotriva acestora prin diferite sisteme de diguri. Poziția lor în apropierea sursei de apă pe care o reprezintă rîurile, ce au generat aceste șesuri joase și netezimea reliefului, ușurează de

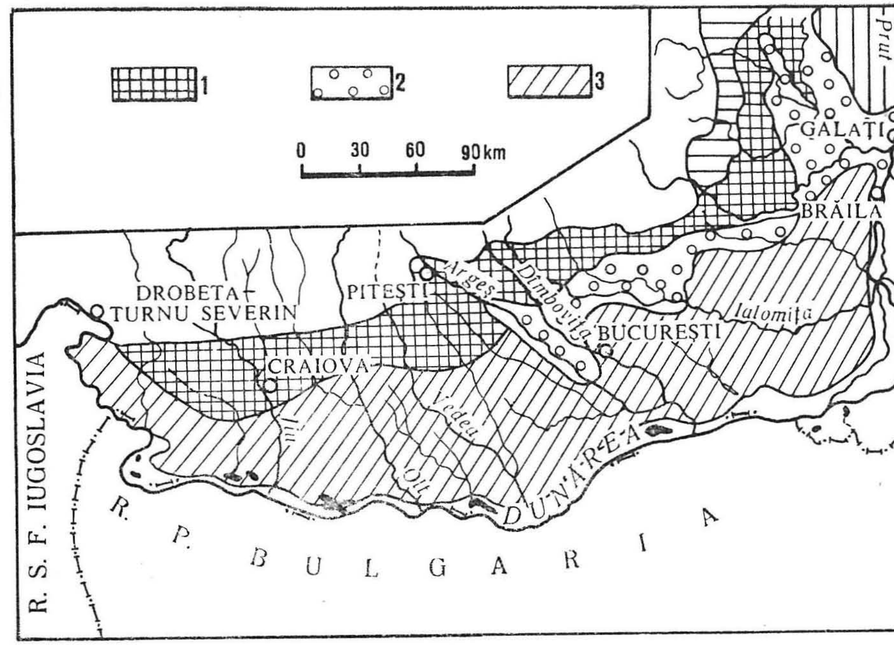


Fig. 65 — Corelația dintre regiunile hidrogeologice și tipurile de relief: *1* — cîmpii piemontane; *2* — cîmpii de divagare; *3* — cîmpii exterioare loessice, cu apele freatice respective. În alb Lunca Dunării

asemenea construirea sistemelor de irigație necesare în perioadele de secetă. Producțiile mari ce se obțin la ha pe astfel de terenuri agricole impun folosirea cu și mai mult succes a luncilor din toate regiunile Cîmpiei Române. Terasele și cîmpurile ca forme pozitive de relief se deosebesc de lunci prin faptul că ele nu sînt supuse inundațiilor de vale, iar la nivel general se integrează corelațiilor zonale prin condițiile morfo-fito-pedoclimatice expuse mai departe.

În cuprinsul lor s-au manifestat tot ca un proces azonal inundațiile de tip interfluviu. Tot azonale sînt în acest caz și apele freatice, condiționate de litologie, în primul rînd.

Un exemplu de acest gen, dar mai general îl constituie corelația dintre tipurile genetice de relief și repartiția apelor freatice (fig. 65).

În ansamblu, acestea aparțin categoriei de corelații cauzal-funcționale, de tip morfo-hidro-fito-pedologic.

b) **Corelații cauzal-funcționale zonale.** Această categorie de corelații are un caracter mai larg și mai complex, iar numărul lor este destul de mare și din care s-au ales cîteva pentru o exemplificare cît mai clară, ținînd seamă și de relief.

În figura 66 se poate urmări corelația dintre zonele de umiditate a solului (ca reflex al indicilor de ariditate) și zonele de vegetație. În capitolul anterior (vezi figura 56) sînt redate corelațiile dintre precipitațiile medii anuale, temperatura medie anuală, zona de stepă și extinderea celor mai numeroase secete iar în figura 67, se vede corelația din zonele de umiditate, limita stepei și potențialul de evaporație.

Corelația cu relieful se poate vedea din poziția diferitelor unități geomorfologice situate la exteriorul sau la interiorul Cîmpiei Române, ca și din alti-

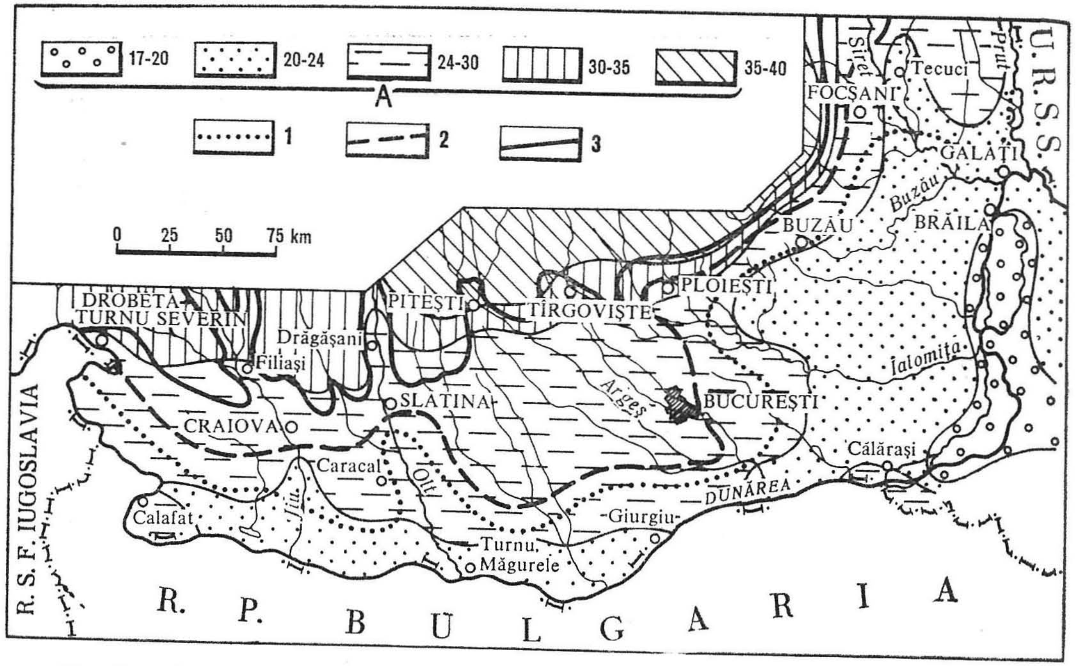


Fig. 66 — Corelaţia dintre regiunile de umiditate (cu indicii respectivi redaţi în *A* după N. Cernescu), zonele de vegetaţie şi relief:

1 — limita stepei; *2* — limita pădurilor de stejar, *3* — limita pădurilor de fag

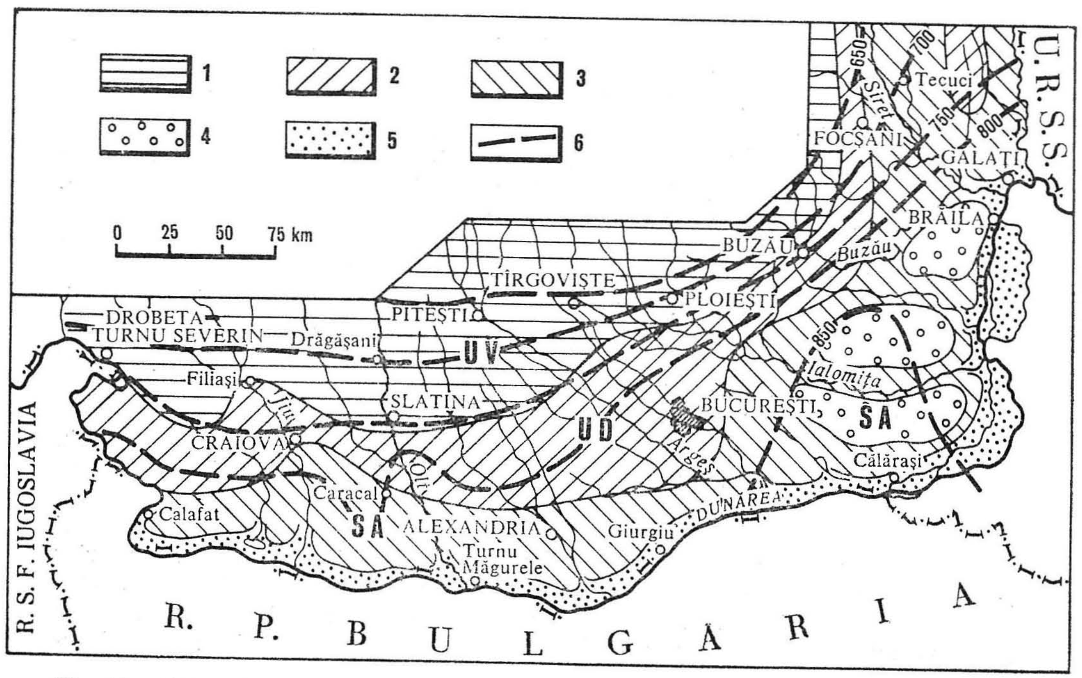


Fig. 67 — Corelaţia dintre zonele de umiditate, potenţialul de evaporaţie şi relief:

1 — umiditate variabilă (*UV*); *2* — umiditate deficitară (*UD*); *3* — regiuni semiaride (*SA*); *4* — sectoare semiendoreice; *5* — lunci mari inundabile; *6* — potenţialul evaporaţiei

tudinea lor, care creşte în acelaşi sens. O legătură funcţională destul de largă de ordin morfo-pedo-fito-climatic se poate stabili mai uşor pe baza analizei *tipurilor genetice de relief* şi corelaţiilor lor cu diferitele elemente zonale amintite mai înainte. Toate acestea sau altele ce se pot stabili cu ocazia diferitelor lucrări cu privire la economia agrară, cum sînt cele relevate de D. Teaci ş. a. (1973) cu privire la raionarea pedoclimatică cu scop bonitativ, fac parte din corelaţiile majore ale Cîmpiei Române de care trebuie să se ţină seama în zonarea terenurilor agricole şi în luarea măsurilor legate de ridicarea agroproductivităţii.

B. SISTEMUL MORFOLOESSIC-SUFOZIONAL (CLASTOCARSTIC) ŞI CARACTERISTICILE LUI

Pentru exemplificare asupra importanţei pe care o au lucrările de geomorfologie în domeniul practic, am ales elementul dominant din punct de vedere morfolitologic şi foarte variat, ca microrelief — regiunile loessice, cu sistemul specific lor pe care le-am expus ca ansamblu mai înainte.

În acelaşi timp, în atenţia noastră mărturisită aici şi corelată cu tot ansamblul de probleme expuse mai înainte este de a atrage atenţia altor specialişti asupra necesităţii de a analiza problemele condiţiilor naturale şi ale reliefului în special prin studiul sistemic, integral, corelativ, cauzal şi funcţional.

a) **Diferite proprietăţi ale loessului care interesează cunoaşterea clastocarstului.** Aşa cum am spus, unul din factorii fundamentali este litologia şi compoziţia granulometrică, dar mai importantă în legătură cu formarea clastocarstului loessic este proporţia diferitelor elemente componente: nisip cu fragmente de peste 0,2 mm (1—2%), nisip cu fragmente de 0,2—0,02 mm, argilă cu fragmente mai mici de 0,002 mm (10—20%) şi calcar (5—10%), de care depind diferitele faciesuri loessice.

În general, se ştie că proporţia de pulberi fine în raport cu fragmentele nisipoase creşte de la est spre vest, din Bărăgan spre Vlăsia şi mai departe spre vest, unde loessul este mai argilos. De asemenea, este binecunoscut faptul că versanţii cu orientare nordică din Bărăgan şi cu orientare vestică din Cîmpia Olteniei, cu loessuri mai groase şi mai nisipoase, datorită spulberării materialelor din văile învecinate condiţionează o asimetrie clară a cuverturilor eoliene şi chiar a interfluviilor învecinate prin prezenţa „platourilor de nisipuri şi prafuri eoliene" suprapuse.

Conţinutul în calcar reprezintă un element foarte important în legătură cu clastocarstul. Loessul conţine chiar din faza depunerii cîteva procente de calcar (peste 5—10%) sub formă de pulberi fine, care datorită apelor meteorice încărcate cu bioxid de carbon este dizolvat treptat de la suprafaţa loessului şi dus de apa de infiltraţie la adîncimi diferite în masa loessului pe care-l cimentează mai slab şi la mică adîncime în regiunile cu precipitaţii mai reduse (de exemplu în Bărăgan sub 500 mm sau mai puternic şi la adîncimi mai mari), acolo unde precipitaţiile sînt mai bogate (de exemplu, la Bucureşti, cu peste 500 mm anual).

Prezenţa benzilor mai mult sau mai puţin cimentate în acelaşi profil sau în profile diferite reflectă deci schimbările climatice ca regim de umiditate. Cimentarea loessului se face mai ales prin depuneri de calcar de-a lungul pereţilor găurilor ce au fost ocupate de rădăcini, uneori chiar în timpul vieţii vegetaţiilor, care absorbind apa, rămîne în teren calcarul. O parte din calcar se acumu-

lează sub formă de concreţiuni mici (cît nuca) sau mai mari ca o bandă continuă de loess (loess calcarizat), în raport de condiţiile de umiditate, în primul caz mai sărace, în al doilea mai bogate[1].

Un alt element litologic al loessurilor este *starea de argilizare*, strîns legată cu cea de cimentare a lor şi din care decurg o serie de proprietăţi geotehnice şi chiar de carstificare.

Sub raport geotehnic, loessurile se pot clasifica după acelaşi autor citat, în patru mari categorii: a) *loessuri necimentate sau cu o cimentare incipientă*, specifice stepelor aride cu particule cimentate cu calcar şi care puse în apă se dezagregă uşor. Concreţiunile calcaroase sînt foarte rare şi mici, cît un bob de mazăre. Acest loess constituie un teren slab pentru fundaţie, suportînd numai presiuni sub 0,75 kg/cm² şi este specific Dobrogei (tip Medgidia) şi care local apare şi în Bărăganul estic; b) *loessuri cu cimentare slabă*, de culoare mai cenuşie, se sfărîmă între degete ceva mai greu ca cele de la Medgidia şi pe grosime de 2—3 m de la suprafaţă, conţin găurele de vegetaţie tapisate cu pulbere albă de calcar şi pe aceeaşi adîncime sînt presărate cu concreţiuni calcaroase pînă la mărimea unei alune sau a unui bob de fasole mare. Rezistenţa la compresare este în jurul a 1 kg/cm² şi lor le aparţine loessul din Cîmpia Brăilei şi restul Bărăganului, denumit *tip Mărculeşti*; c) *loessuri cimentate*, cu aceeaşi culoare cenuşie deschisă de nuanţă galbenă, cu o rezistenţă la sfărîmare mai mare, se dezagregă în apă mai încet, ca cele precedente; au găurele tapisate cu mai mult calcar, conţin concreţiuni calcaroase de mărimea unei nuci pînă la aceea a unui pumn. Solul de pe aceste loessuri nu face efervescenţă cu acizii pînă la 60—90 cm. Rezistenţa la apăsare, ca teren de fundaţie, a acestor loessuri este între 1,5—2 kg/cm² şi pot fi numite loessuri de *tip Lehliu* (vest Bărăgan); d) *loessurile din zona împădurită a Cîmpiei Române* au la suprafaţă un strat de pămînt brun negricios, cu nuanţă roşcată cînd sînt umede, care nu fac efervescenţă pînă la 1,50—1,75 m, sub care urmează loessul foarte bine cimentat, formînd un orizont alb calcaros de 1—1,50 m sau cu calcarul sub formă de păpuşi de 5—15 cm lungime. Aceste loessuri pot suporta presiuni pînă la 2,5 kg/cm², fără deformare şi aparţin *tipului Bucureşti*.

În ce priveşte gradul de formare a crovurilor, ca stadiu iniţial de carstificare loessică se observă un raport strîns cu formarea orizontului calcaros, care indică o circulaţie mai mare a apelor de infiltraţie pe verticală. Cu cît se merge spre vest, gradul de argilizare este mai mare, mai ales pentru loessurile din zona de pădure, iar orizonturile calcaroase sînt mai groase şi mai numeroase, ajungîndu-se prin suprapunere la ceea ce pedologii numesc în prezent orizonturi *petrocalcice*.

După cum s-a văzut în acest capitol, ca şi în cel precedent, problemele pe care le ridică depozitele loessice din Cîmpia Română sînt destul de complexe, ceea ce impune o cercetare prin cartări şi analize de laborator la scări mari pentru stabilirea unei stratigrafii mai precise, aşa cum s-a preconizat la al VI-lea Congres INQUA de la Varşovia (1961) prin înfiinţarea unei subcomisii speciale. Din lucrările publicate ulterior cu privire la stratigrafia, geneza şi nomenclatura formaţiunilor eoliene, reţinem propunerile lui J. F i n k (1965) *de stabilire a faciesurilor loessice* (loessul zonei aride, loessul zonei de trecere, loessul zonei umede şi loessul argilo-lutos, sau argilos de tip lehm).

Pe baza acestor faciesuri şi ţinînd seama de repartiţia geografică a crovurilor din Cîmpia Română se pot desprinde cîteva trăsături principale: *cele mai numeroase şi mai întinse microreliefuri de crovuri* apar în zona de stepă şi antestepă, atît pe cîmpurile înalte ale Bărăganului, unde ele se asociază strîns cu microrelieful negativ de dune, cît şi pe terasele Dunării între Olt şi Călmăţuiul de Buzău; densitatea crovurilor scade odată cu trecerea la zona de pădure cu excepţia Cîmpiei Snagovului, unde grosimea mică a loessului şi mai ales prezenţa nisipurilor şi a pietrişurilor imediat în baza lui, ca şi relieful fosil, au avut o contribuţie la formarea crovurilor şi mai ales a poliilor loessice.

[1] E m m. P r o t o p o p e s c u - P a c h e, *Asupra loessurilor din România* (manuscris), 1940.

În legătură cu rezultatele mai noi de ordin mineralogic (G h. G â ţ ă ş.a. 1972) asupra unor loessuri din ţara noastră, subliniem separarea celor două faciesuri pe baza proprietăţilor fizice şi chimice: *faciesul danubian*, caracteristic loessului din estul ţării (Cîmpia Română, Dobrogea şi Moldova), care se distinge printr-o uniformitate accentuată a compoziţiei şi proprietăţilor fizico-chimice, şi *faciesul panonic*, specific loessului din vestul ţării, care se distinge printr-o variaţie mai accentuată a proprietăţilor fizico-chimice, avînd în general un conţinut mai ridicat în aluminiu şi mai scăzut de magneziu decît loessul din estul ţării.

După aceeaşi autori, mineralele grele din loessul Cîmpiei Române sînt asemănătoare cu cele din loessul Dobrogei (turmalina, zirconul şi rutilul) cu deosebirea că frecvenţa zirconului, staurolitului şi distenului este mai mică, iar în ce priveşte mineralele uşoare, în Cîmpia Română muscovitul este comun, iar biotitul apare foarte rar.

Conţinutul în carbonaţi din Cîmpia Română şi Dobrogea este mai bogat, şi el variază între 7—15% în raport cu cel din loessul din vestul ţării mai redus, de 5—12%.

b) **Clastocarstul loessic sufozional şi specificul lui**[1]. Aşa după cum se ştie, Cîmpia Română face parte din marile cîmpii depresionare de loess, iar microrelieful de crovuri constituie una din trăsăturile principale ale acestora. Loessul este socotit în general ca o formaţiune periglaciară cu toate caracteristicile ei litologice, morfologice, pedologice, hidrogeografice etc. În acelaşi timp, considerăm că în cîmpiile loessice putem vorbi, aşa cum s-a schiţat mai înainte, de *un sistem morfogenetic propriu — sistemul clastocarstic-sufozional*, care cuprinde un ansamblu de procese şi forme, destul de variate şi complexe. Acest sistem morfogenetic se află în diferite faze de evoluţie, în raport cu care se impun să fie luate şi măsurile de ordin practic.

După N. F l o r e a (1970), prezenţa crovurilor reprezintă elementul principal în raport cu care se pot face diferite clasificări ale cîmpiilor loessice şi se stabilesc fazele de evoluţie ale acestora, probleme asupra cărora revenim mai departe.

În legătură cu prezenţa crovurilor trebuie să amintim că asocierea lor cu condiţiile climatice specifice anilor 1969—1972 a dus la declanşarea unui fenomen de mare inundabilitate în zonele înalte interfluviale, care a afectat întinse terenuri agricole şi chiar teritoriile unor localităţi prin degradări (tasări, formarea unor noi zone lacustre şi mlăştinoase).

Clastocarstul loessic nu este numai un fenomen natural actual, ci mai vechi, preactual (holocen în general) reactualizat la scară mai mare pe un fond morfologic moştenit, condiţionat de doi factori fundamentali — litologia şi clima. El a urmat procesului de loessificare, de depunere a prafurilor care au format marea cuvertură de loess care acoperă cîmpurile şi terasele pe grosimi variate.

După poziţia pe care o are în cuprinsul Cîmpiei Române şi relieful anterior, clastocarstul loessic se împarte în două: *pe suprafeţe tabulare netede* (cîmpuri

[1] Această problemă ar merita un studiu amplu sub forma unei teze de doctorat.

şi poduri de terase) şi *pe suprafeţe* înclinate sau de versanţi, fiecare din acestea cu specificul lui.

Prezenţa clastocarstului loessic întăreşte şi mai mult trăsătura superficială a Cîmpiei Române — de cîmpie tipică de loess, cu caracter dominant continental semiarid şi semiumed.

Problemele de ordin practic (geotehnic şi agricol) sînt destul de complexe şi dificile, ele impunînd din partea tuturor specialiştilor o cunoaştere cît mai concretă a laturii geologo-geomorfologice, fapt dovedit mai ales în urma perioadei 1969—1973, cu *precipitaţii foarte bogate, care au stricat echilibrul piezometric şi au contribuit la generarea inundaţiilor de interfluvii.*

1. CLASTOCARSTUL DE PE SUPRAFEŢELE TABULARE

Aceasta iese în evidenţă prin microdepresiunile de crovuri, care se ascund vederii de la acelaşi nivel altimetric, dar se desprind foarte clar dintr-un zbor cu avionul, din analiza hărţilor topografice sau din apropiere, prin cei cîţiva metri prin care stau mai jos decît suprafaţa generală. Crovurile se desprind de regiunile din jur prin prezenţa apelor din precipitaţii care le transformă în lacuri temporare, sezoniere sau multianuale, cum sînt unele lacuri din Bărăganul de mijloc, ca şi prin vegetaţia deosebită, uneori de mlaştini, iar alteori de culturi agricole, dar mai slab dezvoltate ca cele din jur.

Procesele genetice principale care condiţionează apariţia acestuia sînt apa de infiltraţie, care spală sărurile din loess şi în special carbonaţii (procesul de sufoziune chimică) după care urmează tasarea loessului (procesul de sufoziune mecanică). Influenţă au de asemenea compoziţia granulometrică şi chimică a loessului, grosimea lor, adîncimea apelor freatice, procesele de crăpare (diaclazare) a solurilor sub acţiunea insolaţiei şi îngheţului, cantitatea de precipitaţii şi chiar acţiunea omului prin aratul sezonier şi multianual al terenurilor agricole, diferite infiltraţii din sistemele de irigaţii sau din reţeaua de canale a localităţilor, diferite sarcini de greutate etc.

Un rol destul de important revine sistemelor de drenaj natural (în general foarte reduse) şi pantelor foarte mici, care favorizează stagnarea apei din precipitaţii în micile ondulări negative naturale şi antropice ale reliefului.

a) **Crovurile — diferite aspecte legate de morfologia lor.** Denumirea de crov este cea mai des utilizată, ea fiind sinonimă cu cea de *padină* şi *găvan*, deşi ultimele apar pe hărţile topografice mai ales pentru microdepresiunile cu suprafeţe mai mari şi mai adînci, cu aspect de polii carstocarstice. Aceste trei denumiri s-au impus în toponimia locală a diferitelor sate din Cîmpia Română (satul Crovu, din apropiere de Drăgăneşti-Vlaşca, satul Padina din Bărăganul de mijloc sau din Cîmpia Pleniţa-Bucovăţ (Bălăciţa), satele Găvanu sau Găvăneşti şi chiar denumirea generală a marii cîmpii Găvanu, asociată cu Burdea, situate între Olt şi Argeş).

Ca microrelief negativ[1], crovurile au de obicei o formă rotundă sau ovală, ajungînd uneori la forme lunguieţe în care lungimea depăşeşte de cîteva ori lăţimea lor şi acest lucru mai ales în zonele mixte psamo-prăfoase. Dimensiunile crovurilor sînt foarte variate, începînd de la un diametru de 1—2 m la 40—50 m sau chiar mai mult la 50—150 m. Adîncimile sînt de obicei de 1—2m ajungînd uneori la 3—6 m şi foarte rar, mai mult. Ca orientare în raport cu punctele cardinale, cele mai multe crovuri nu arată o preferinţă, cu excepţia zonelor în care ele sînt asociate cu microrelieful negativ al dunelor, aşa cum se observă

[1] Acestea aduc mari neajunsuri agriculturii prin procesele de degradare a solului, de înmlăştinare, salinizare etc.

în Bărăgan, unde crovurile au şi direcţie NE—SV pe laturile înalte ale interfluviilor mari. Acest fapt l-a determinat pe G. V â l s a n (1917) să considere că acţiunea vînturilor este predominantă în formarea crovurilor.

Densitatea sau frecvenţa crovurilor constituie un element morfologic foarte important în legătură cu gradul de crovizare, care indică în acelaşi timp şi fazele de dezvoltare ale cîmpiilor loessice, ca şi măsurile de ordin practic (vezi anexa).

În linii generale se poate spune că densitatea crovurilor este destul de variată, mai mare în loessul cu facies prăfos-aleuritic şi mai mică în regiunile cu facies mai argilos de tip lehm. De asemenea, se constată că aceste microdepresiuni sufozionale apar cu deosebire în zonele de stepă şi silvostepă în cuprinsul cernoziomurilor, dar nu lipsesc nici din zona de păduri cu soluri brun roşcate. Mai rar, crovurile se întîlnesc şi în cîmpiile piemontane, acoperite cu depozite loessoide, unde are o dezvoltare mai mare clastocarstul de versanţi, aşa cum se observă în sectorul Nişcov pe fruntea terasei de 25—30 m de pe stînga Buzăului.

Analizate în amănunt, după răspîndirea şi întinderea suprafeţelor ocupate de crovuri din Cîmpia Română, acestea au o frecvenţă mai mare între văile Argeş şi Buzău, repartizate astfel după M. D o b r e s c u (1969) ş. a.: pe interfluviul Argeş-Mostiştea circa 28 000 ha crovuri, localizate mai mult în jumătatea sudică a interfluviului şi pe terase. Frecvenţa crovurilor pe km² variază de la 4 la 10, ele fiind mai dense spre versantul drept al Mostiştei, predominante fiind crovurile cu diametrul de 50—150 m; pe interfluviul dintre Mostiştea şi Ialomiţa — circa 26 000 ha crovuri a căror densitate creşte spre vest, datorită pantei mai reduse şi influenţei microreliefului dunar. Numărul crovurilor este cuprins între 4 şi 7 pe km², uneori depăşind chiar 10 pe km², iar diametrul lor scade invers, de la vest la est, de la 800 m la 50 m; pe interfluviul Ialomiţa-Călmăţui — circa 13 000 ha crovuri unde frecvenţa scade (2—3 pe km²), iar mărimea creşte, ajungînd uneori în diametru de 100 cm (aici este vorba mai ales de polii).

Mai departe spre nord, pe interfluviul Călmăţui-Buzău suprafaţa ocupată de crovuri scade mult, la circa 2 000 ha, cu o densitate de pînă la 3 crovuri pe km². Diametrul poliilor poate ajunge pînă la 2 km. Densitatea mai mică se explică aici după N. F l o r e a (1970), prin grosimea şi adîncimea mai mică a loessului şi apei freatice. Microrelieful de pe acest interfluviu se explică mai bine, ca fiind de origine fluviatilă (vechi grinduri sau braţe părăsite), la care se adaugă microrelieful eolian de dune mai bine dezvoltat pe latura nordică (N. F l o r e a, 1970, P. C o t e ţ, 1971).

După date mai analitice şi sectoare mai restrînse, frecvenţa crovurilor din Cîmpia Mostiştei, în raport cu microrelieful şi adîncimea apei freatice, se poate urmări în tabelul 12.

Tabelul 12

Frecvenţa crovurilor în Cîmpia Mostiştei

(după N. F l o r e a)

Forma de relief	Adîncimea apei freatice m	Numărul mediu de crovuri la km² (stabilit pentru suprafeţe caracteristice de 16 km²)	Observaţii
Terasa I	5—10	Sub 0,75	Crovuri mici
Terasa a II-a	10—18	0,85—2,60	Crovuri mici
Terasa a III-a	15—20	2,50—5,00	Crovuri mici
Cîmpul	18—30	2,90—4,00	Crovuri mijlocii

Din analiza acestui tabel se vede corelaţia dintre frecvenţa şi dimensiunile crovurilor care diferă de la terasa mai joasă la terasele mai înalte şi de la aces-

tea la cîmp, în sensul remarcat de N. F l o r e a (1970) că pe terasa cea mai recentă cu apă freatică în jur de 5—8 m apar cele mai puține crovuri (sub 0,75 la km²), în general de dimensiuni mici şi puțin adînci. Pe terasa a doua şi a treia, mai vechi şi cu strat acvifer mai adînc (10—20 m), frecvența crovurilor creşte apreciabil (0,85—2,60 şi respectiv 2,50—5,00 la km²), dar rămîn în general la dimensiuni reduse. Pe cîmpul propriu-zis, denumit aici Ciornuleasa, cel mai vechi şi cu apă freatică mai în profunzime, numărul crovurilor nu mai creşte (2,90—4,00 la km²), dar suprafața celor mai multe crovuri devine mai mare. În acelaşi timp, trebuie remarcată aici şi faza de drenare exterioară a crovurilor mai intensă pe terase şi aproape inexistentă pe cîmp, fapt ce se explică prin distanța diferită în raport cu văile principale. În Bărăgan, situația de detaliu a crovurilor este redată în tabelul 13.

Tabelul 13

Frecvența crovurilor pe mărimi, în cîteva zone din Bărăgan
(după M. B o t z a n şi colab., 1959)

Mărimea crovurilor ha	Frecvența crovurilor pe mărimi, în % din numărul total stabilit pe carouri a 100 km² pe harta 1 : 100 000				
	Între Cătruneşti pe Mostiştea şi Fierbinți pe Ialomița	Între gara Dîlga şi gara Ghimpați, la nord de calea ferată	Între gara Ciulnița şi gara Mărculeşti la S de calea ferată	Cîmpia Brăilei la est de valea Iencii	Terasa Dunării între Călmățui şi Roseți.
Sub 0,25	—	—	11	53	—
0,25 —1	9	20	48	26	50
1—3	46	29	25	11	30
3—5	20	10	8	2	10
5—20	18	25	6	8	8
20—50	7	13	2	—	—
50—100	—	3	—	—	—

Asociat microreliefului de crovuri apare şi cel de dune, cu aspect vălurit mai pronunțat. Aceasta din urmă ocupă în cuprinsul Cîmpiei Române suprafețe destul de mari, repartizate astfel: în Lunca Dunării, în amonte de confluența cu Oltul şi pe malul stîng al Jiului — 245 000 ha; pe malurile drepte ale Ialomiței, Călmățuiului şi Buzăului, inclusiv malul stîng al Bîrladului — 100 000 ha (M. D o b r e s c u ş.a., 1969). După poziția cuverturilor de nisipuri, situate pe marile suprafețe opuse vînturilor dominante rezultă destul de clar proveniența acestora din luncile rîurilor, ca şi vîrsta lor pleistocen superior-holocen.

b) Evoluția clastocarstului pe suprafețele tabulare şi fazele ei. Aceasta cuprinde întreaga morfodinamică a clastocarstului care evoluează independent de acțiunea rețelei hidrografice şi ea se efectuează atît pe verticală, cît şi pe orizontală prin procese sufozionale şi de captare interioară, endoreică.

— *Faza de crovuri* reprezintă începutul carstificării loessului care se produce sub acțiunea apelor de infiltrație prin cele două laturi morfodinamice, de sufoziune chimică şi fizică (vezi fig. 75).

— *Faza de polii şi de văi seci, oarbe,* constă în extinderea carstului în suprafață prin îngemănarea crovurilor apropiate. Prin unirea acestora în urma proceselor pluviale se ajunge la formarea unor depresiuni mai mari, care au ca nivel de bază crovurile cele mai adînci, asemănătoare poliilor din zonele calcaroase. Aceste polii în loess cu suprafețe pînă la cîteva km² şi adîncimi de 2—5 m apar destul de rar, predominantă fiind însă faza de crovuri, cu excepția Cîmpiei Snagovului, unde apar numeroase tasări pe suprafețe mai mari (fig. 68). Tot

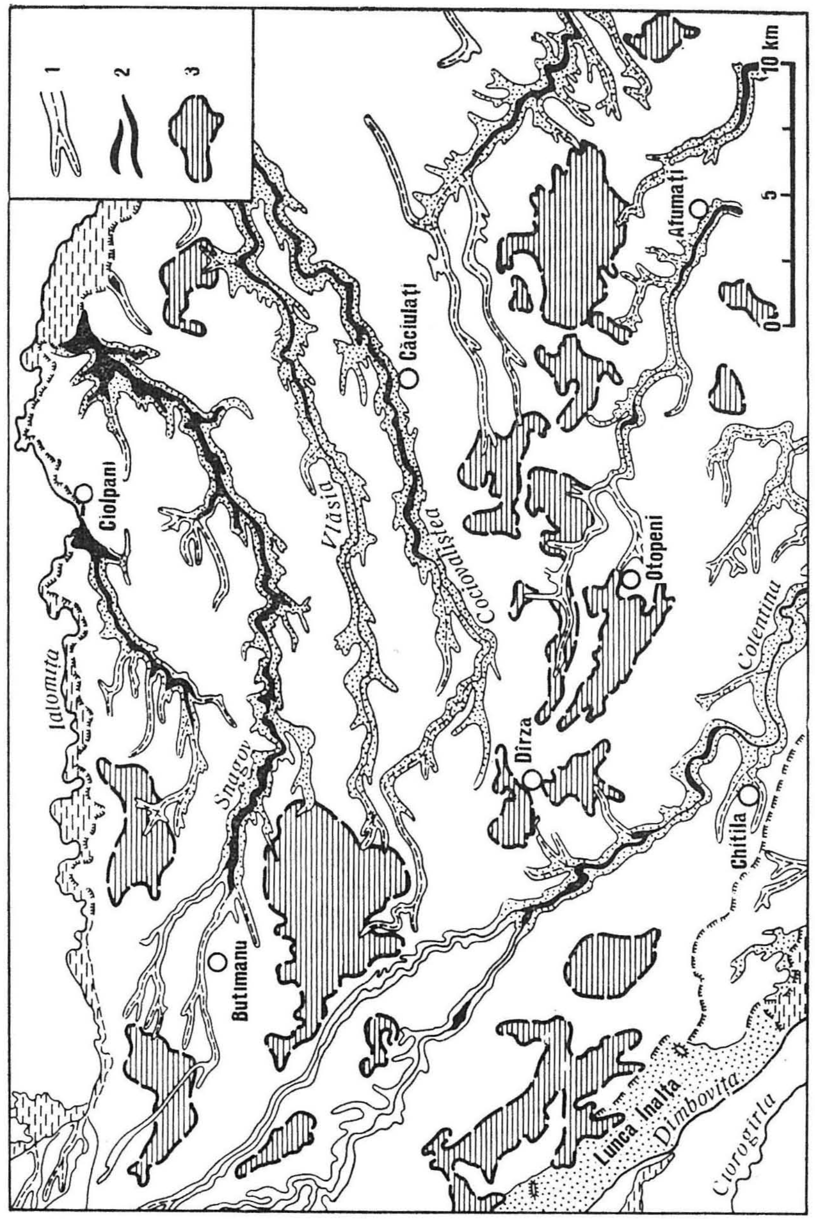


Fig. 68 — Marile polii clastocarstice din Cîmpia Snagovului (după I. G o g o a ş e şi Al. C u c u t ă): *1* — văi seci; *2* — lacuri; *3* — polii

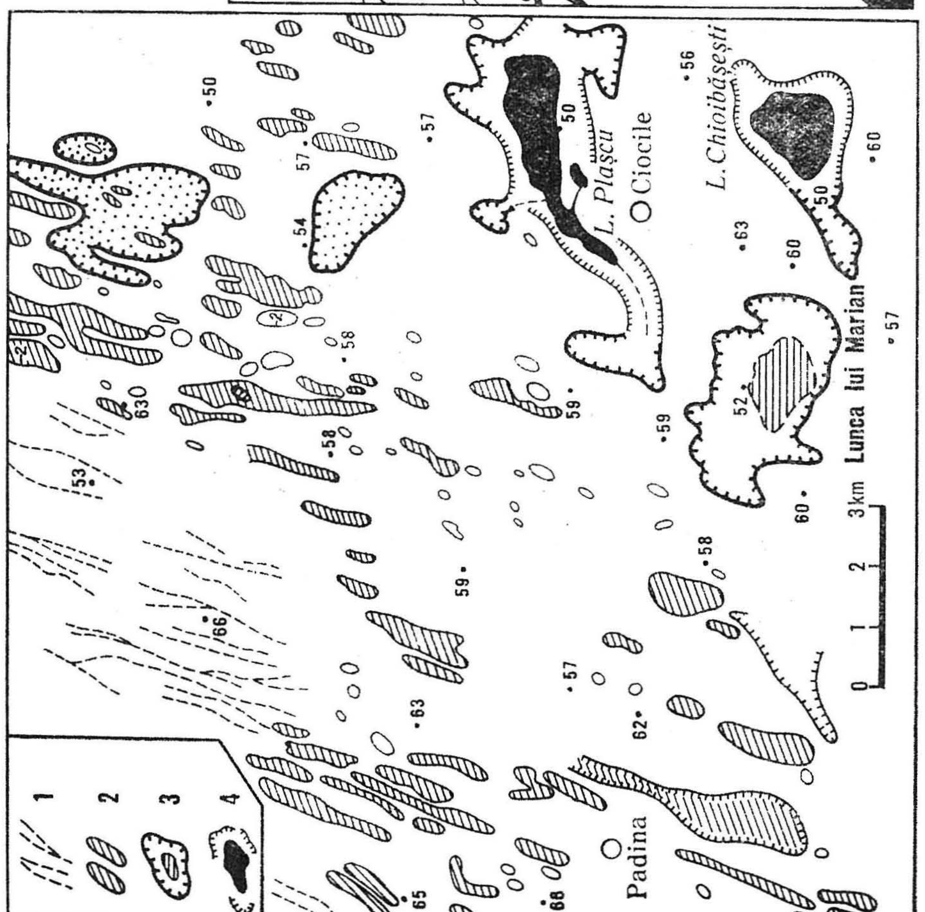


Fig. 69 — Microrelief clastocarstic în Bărăganul central:
1 — microvăi interdunare; *2* — microdepresiuni sufozionale orientate pe direcţia vînturilor dominante; *3* — polii cu lacuri temporare; *4* — polii cu lacuri sărate permanente

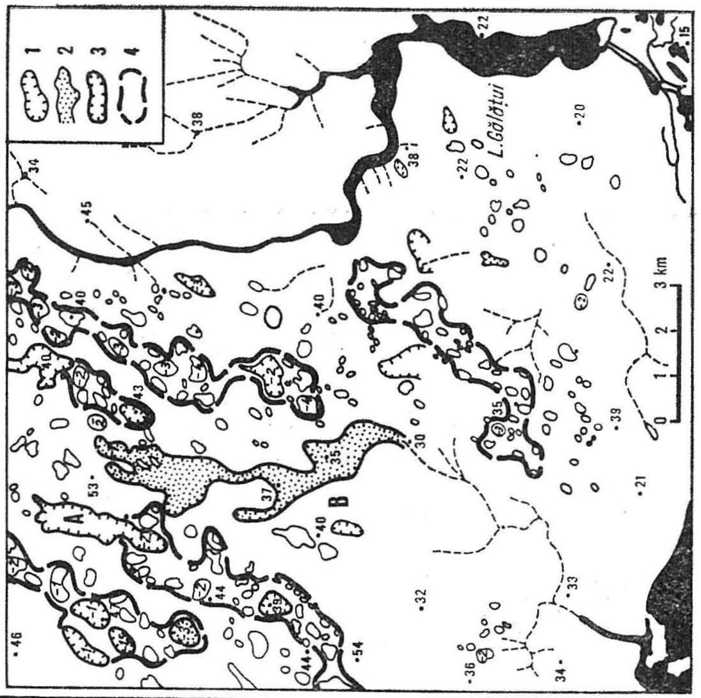


Fig. 70 — Microrelief clastocarstic în partea de sud a Bărăganului:
1 — polii; *2* — văi oarbe; *3* — polii mari; *4* — grupări mari sufozionale. *A, B* — sectoare depresionare asemănătoare cu chiuveta lacustră Gălăţui

prin drenarea interioară a crovurilor iau naştere unele depresiuni alungite, un fel de *văi oarbe, seci*, uneori închise complet, alteori deschise la un capăt, cum se observă în sectorul Padina din Bărăganul de mijloc (fig. 69) sau în Bărăganul de sud, sectorul dintre Mostiştea şi Gălăţui (fig. 70).

Un exemplu şi mai evident apare în Cîmpia Snagovului, unde între bazinele Cociovaliştei şi Mostiştei se află valea „*La Coşcove*", vale degradată, care a uşurat evoluţia reţelei hidrografice din bazinul Ialomiţei (fig. 71). Polii se găsesc şi în Cîmpia Maia-Gherghiţa. Trecerile de la crovuri la polii se fac prin faze diferite, în raport de condiţiile locale (pantă, nivel de bază local, ploi torenţiale, vegetaţie). În Burnazul vestic şi în Cîmpia Boianului, ele se numesc *găvane*. Fundul poliilor în perioadele de vară poate fi uscat, mlăştinos sau ocupat de lacuri, după condiţiile de precipitaţii, iar în timpul iernii ele reţin un strat de zăpadă mai gros, care se topeşte mai încet primăvara. În Bărăganul de mijloc şi de nord, în cuprinsul lor se întîlnesc *lacuri sărate de stepă*, cum este cazul lacurilor Plascu, Chichineţu, Colţea, Tătaru etc. (vezi figura 69) al căror fund atinge orizontul nisipo-argilos de sub loess.

O grupă aparte o constituie *crovurile alungite* din apropierea zonelor nisipoase de dune (fig. 72). Uneori, aceste polii poartă denumirea de *lunci* (Lunca Marian din figura precedentă), datorită umezelii mai bogate, apei freatice la mică adîncime şi vegetaţiei higrofile mai abundente. Alte polii ocupate de lacuri sărate sînt cele din Cîmpia Brăilei (Ianca, Plopu, Iazu, Movila Miresii). În general, poliile uscate, ca şi crovurile ies în evidenţă şi prin solurile specifice, de obicei cernoziomuri levigate şi podzoluri de depresiune, diferite sărături etc.

Microrelieful de tip polii în diferite faze de evoluţie se întîlneşte şi în Burnazul vestic, cu treceri clare de la crovuri în unele sectoare mai izolate (fig. 73) sau în altele mai apropiate de reţeaua hidrografică în Burnazul estic (fig. 74).

— *Faza de tasări masive* apare în Cîmpia Snagovului (vezi figura 68) şi ea constituie o fază aparte tot cu caracter de polii în care are loc o tasare mai întinsă a masei de loess, ca urmare a circulaţiei mai intense a apelor subterane, a grosimii reduse a loessului şi a substratului nisipos. Aceasta ar putea fi con-

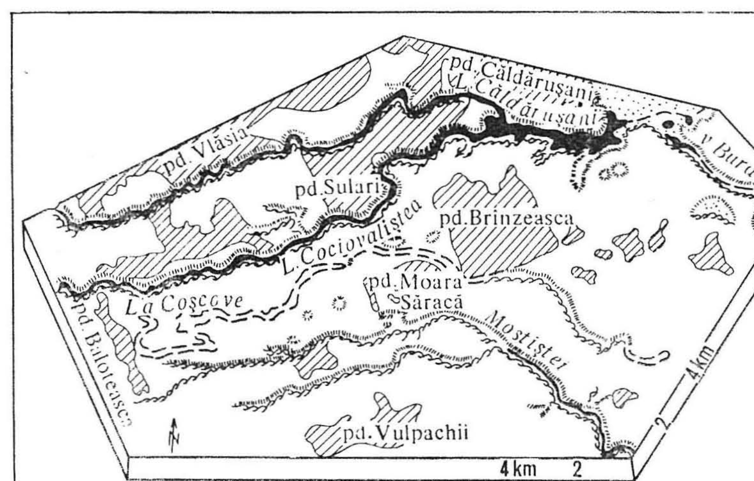


Fig. 71 — Văi seci sau ocupate de lacuri formate prin unirea crovurilor şi poliilor în Cîmpia Snagovului. *La coşcove* — tip de vale oarbă (coşcovă=crov)

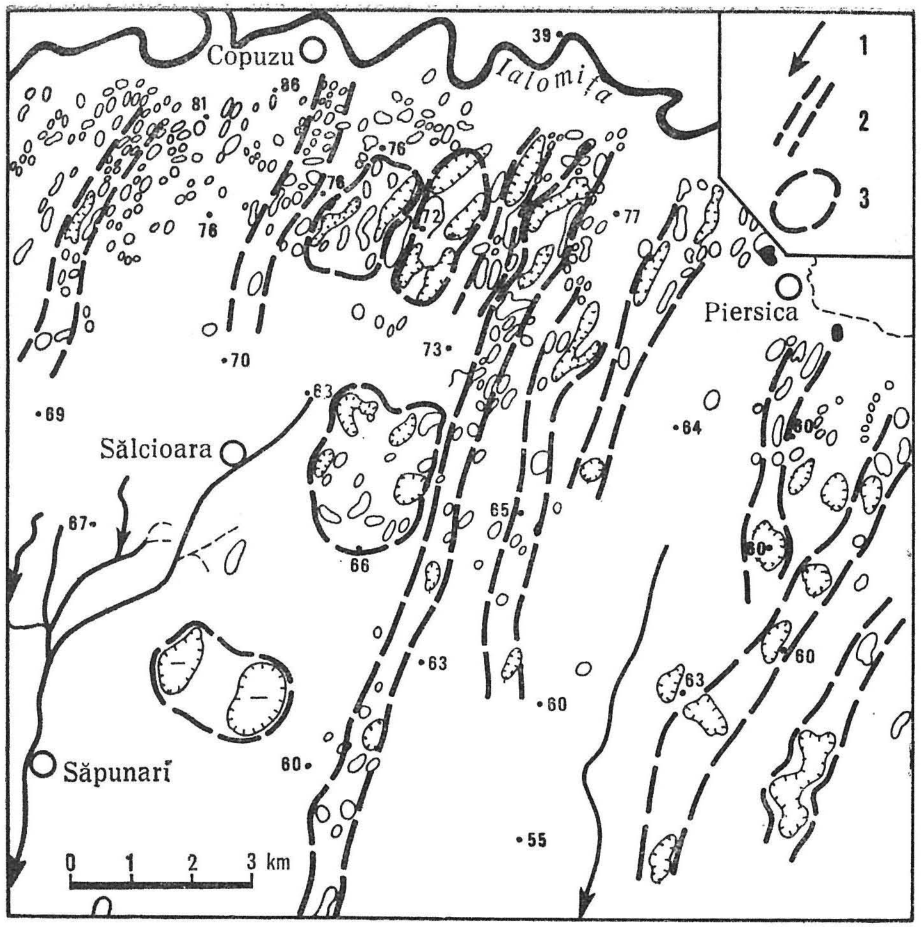


Fig. 72 — Clastocarst de suprafață în Bărăganul central:
1 — văi mici care drenează local regiunea; *2* — direcția generală de orientare a crovurilor; *3* — alte grupări de polii și crovuri

siderată ca începutul unei faze mai largi de reașezare pe verticală, de tasare mai accentuată a loessului (fig. 75). Toate aceste faze aparțin unei etape specifice numai zonelor endoreice ale Cîmpiei Române, fără nici o legătură cu rețeaua hidrografică majoră sau minoră.

În afară de influența pe care o are clastocarstul loessic asupra solurilor și vegetației, accentuăm și asupra rolului ce revine acestuia în legătură cu evoluția rețelei hidrografice (rîuri și lacuri), ca și asupra formării unei rețele specifice, unghiulare, de tip furcitură (P. C o t e ț, 1957), expusă mai departe.

2. CLASTOCARSTUL DE VERSANȚI — ROLUL LUI ÎN DEGRADAREA ȘI DRENAREA CÎMPIILOR DE LOESS

Acesta este diferit de la clastocarstul regiunilor tabulare, care are o evoluție proprie, endoreică, analizată mai înainte, și care ușurează etapa ce urmează, de drenare a regiunilor endoreice. Clastocarstul de versanți apare pe frunțile

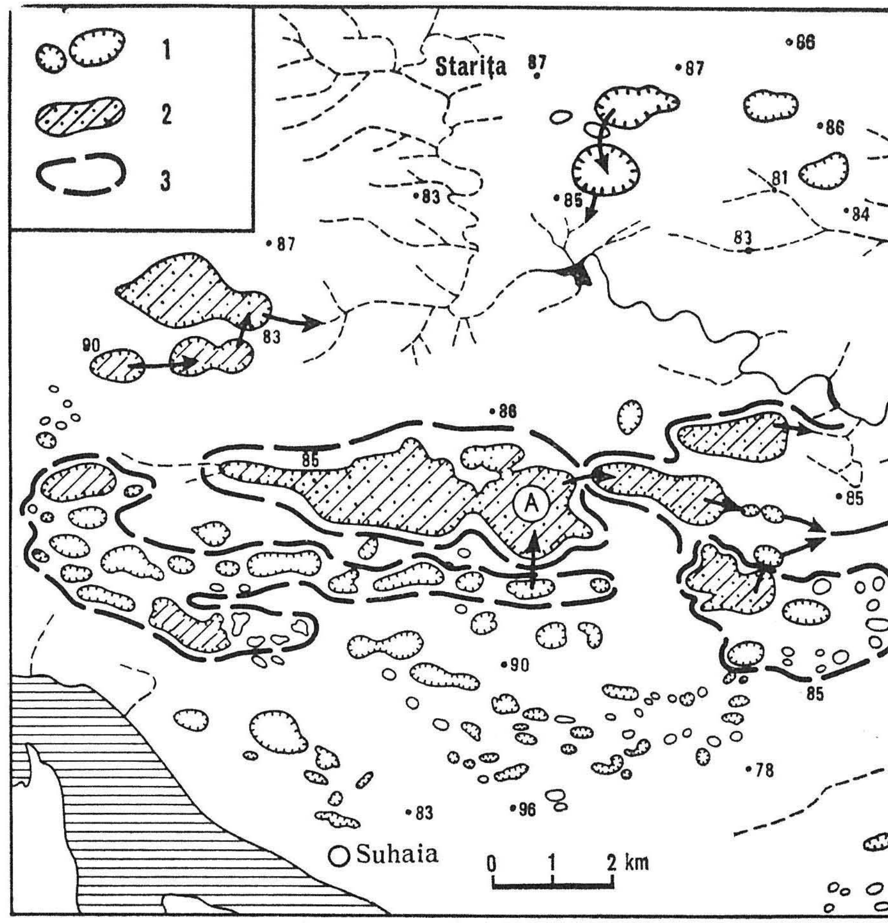


Fig. 73 — Clastocarst de suprafață în Burnazul vestic:
1 — crovuri-polii; *2* — lacuri posibile; *3* — zone ce pot fi amenajate. *A* — polia cea mai mare. Săgețile indică direcția de drenare antropică

abrupte ale cîmpurilor și teraselor, unde datorită infiltrației apelor din precipitații se formează *puțuri* în loess (fazele A, B, C), care ușurează scurgerile torențiale și condiționează formarea unor văi în trepte și înguste, cu aspect de badlands (fazele D, E) adevărate *microcanioane în loess* (fig. 76)[1], asemănătoare cu cele din Dobrogea de pe latura dunăreană de la Rasova, nord de Cernavodă, Ostrov, Dăeni etc. Apariția acestui tip de clastocarst ridică o serie de probleme de ordin practic în legătură cu degradarea terenurilor în pantă, unde numai prin plantații cu vegetație lemnoasă (salcîmi) poate fi împiedicat ca să nu ia proporții în timp foarte scurt.

Prin extinderea văilor marginale torențiale și eroziune regresivă avînd ca nivel de bază fundul văilor mari se trece la faza de drenare succesivă a crovurilor chiar pe suprafețe aproape netede (fig. 77) și la formarea unei rețele hidro-

[1] În Cîmpia Olteniei, acestea sînt cunoscute sub denumirea de *rusci* sau *hunii* prin care se face circulația între lunci și treptele de relief mai înalte în contact direct.

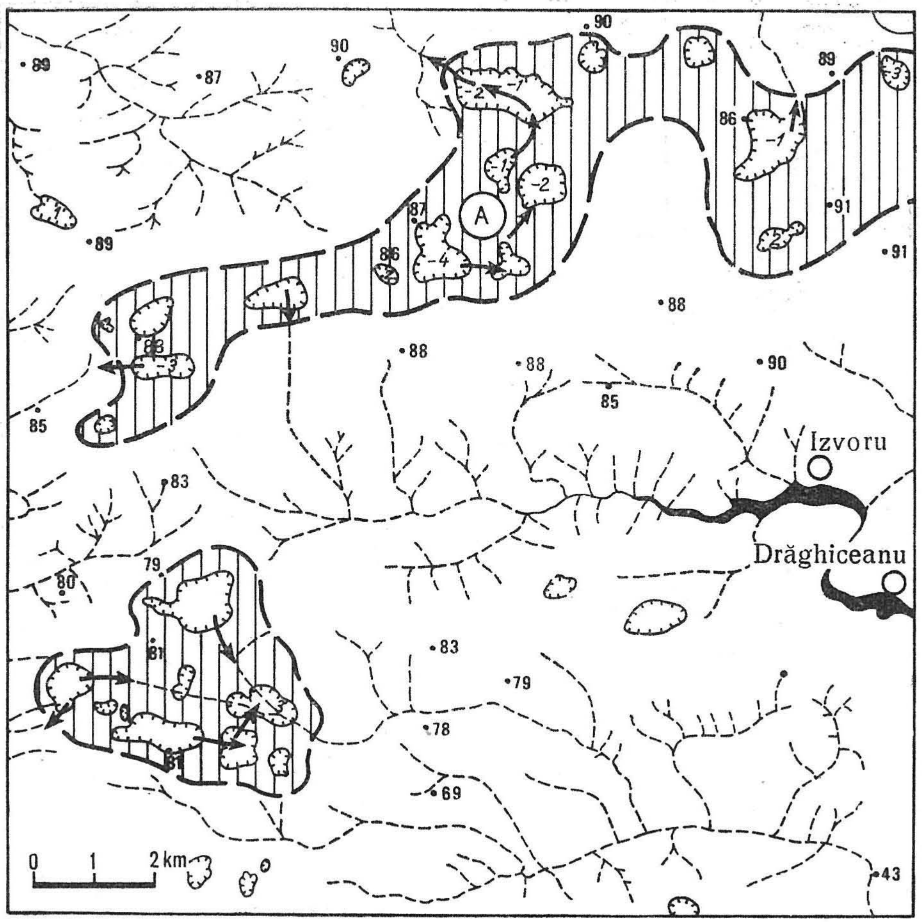


Fig. 74 — Clastocarst de suprafaţă în Burnazul estic (legenda este aceeaşi ca la fig. 73)

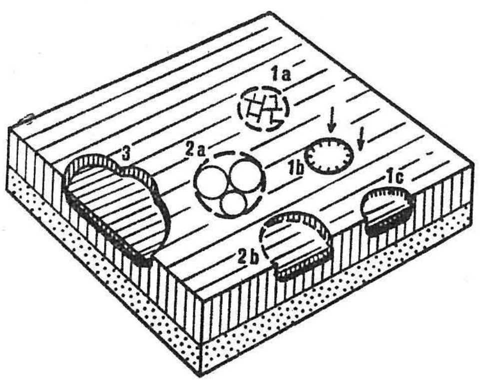


Fig. 75 — Geneza depresiunilor clastocarstice:

1 a — crăparea solului; *1 b* — infiltraţia apei şi tasarea loessului; *2 a* — unirea mai multor crovuri; *2 b* — secţiune într-o polie; *3* — idem, într-o polie mai mare

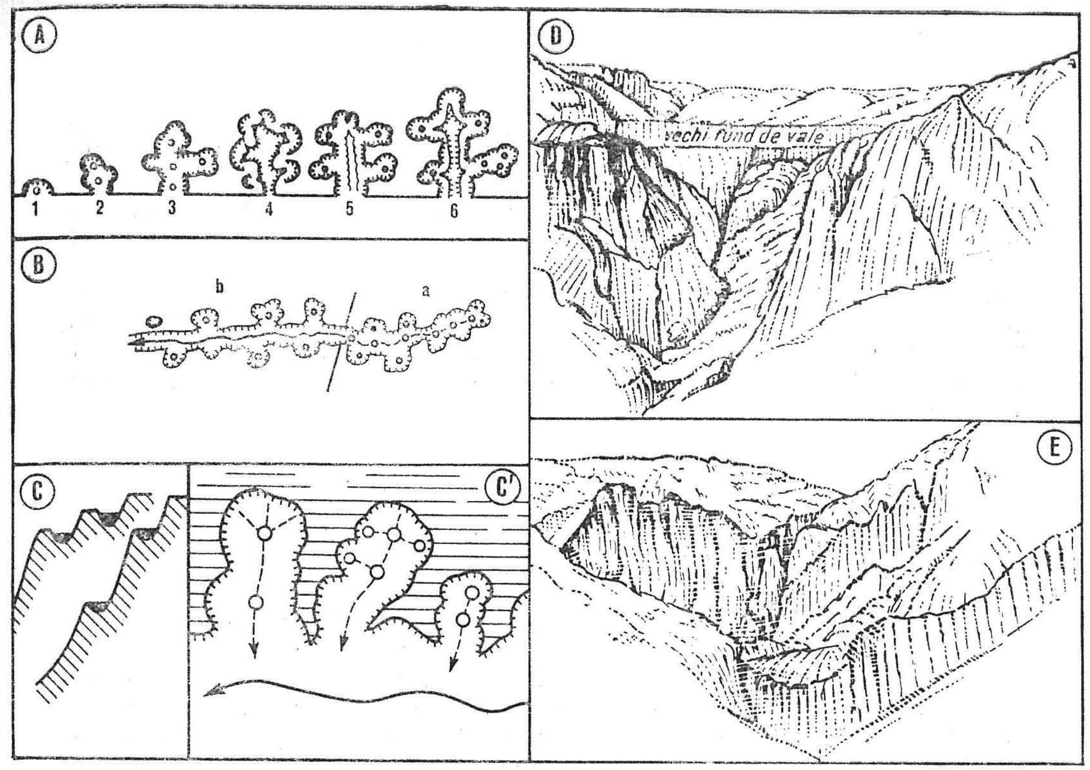


Fig. 76 — Clastocarst de versanţi în diferite faze de evoluţie la nord de Feteşti în malul abrupt al Borcei:

A — formarea puţurilor în loess şi extinderea eroziunii torenţiale treptat pe locul puţurilor (*1*, *2*, *3* *4*, *5*, *6*); *B* — forma în plan a unei văi torenţiale: *a* — cu apă intermitentă, puţuri laterale şi pe fundul văii; *b* — cu apă permanentă şi puţuri laterale suspendate; *C* — profilul unui versant cu treptele puţurilor; *C′* — vale torenţială cu puţuri în talveg; *D*, *E* — aspecte din două văi torenţiale cu pereţi abrupţi — microrelief de tip badlands

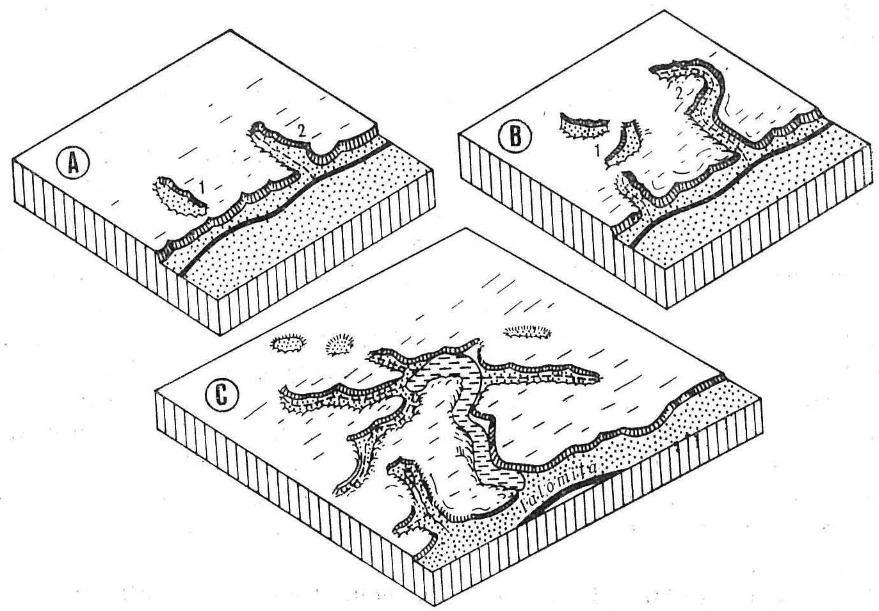


Fig. 77 — Drenarea exterioară a crovurilor prin eroziunea liniară marginală:

A — fază simplă; *B* — vale mai complexă prin care ia naştere o vale cotită-sinuoasă; *C* — idem, o vale de tip furcitură

grafice inclusiv a chiuvetelor lacustre proprii cîmpiilor de loess. Această rețea de tip „furcitură", cu coturi unghiulare, este determinată de direcția crovurilor drenate și ea explică forma văilor și chiuvetelor lacustre cu fazele respective din bazinele Mostiștei, Gălățuiului, din Cîmpia Snagovului, de pe terasa Ialomiței (fig. 78) și din alte regiuni. Un exemplu și mai caracteristic îl constituie partea de sud a Cîmpiei Mostiștei, unde clastocarstul pe loess are o densitate foarte mare prin numeroasele crovuri și polii, și unde drenajul văilor formate prin drenarea crovurilor poate deveni mai bine exprimat (fig. 79). Toate cele expuse pînă aici ne demonstrează cît de complexe sînt problemele legate de evoluția cîmpiilor de loess și cît de necesare sînt cercetările geomorfologice locale și regionale.

3. TIPOLOGIA CÎMPIILOR DE LOESS — SCURTĂ CARACTERIZARE

Prima sinteză cu privire la stabilirea tipurilor și stadiilor de evoluție a cîmpiilor loessice a fost făcută de N. F l o r e a (1970), care a distins trei categorii în raport cu modul de fragmentare, grosimea loessului, adîncimea apei freatice și fazele dezvoltării crovurilor: *cîmpii loessice joase, nefragmentate, cu crovuri rare — tip Brăila*; *cîmpii loessice slab fragmentate și drenate*, cu numeroase crovuri — *tip Mostiștea* și *cîmpii loessice*, intens fragmentate, lipsite de crovuri — *tip Covurlui*. Autorul citat consideră că aceste tipuri reprezintă în același timp și stadiile de evoluție a cîmpiilor loessice, în sensul că procesul de crovizare nu apare la tipul Brăila cu caracter de cîmpie loessică, joasă, nedrenată, ci este specific tipului Mostiștea cu depozite de loess mai groase, strat acvifer mai adînc și drenaj extern foarte slab; ultimul, *tipul Covurlui* se caracterizează prin dispariția crovurilor[1] ca urmare a fragmentării intense a reliefului de către rețeaua hidrografică. Desigur că această clasificare este interesantă, ea fiind privită într-o perspectivă cronologică mai largă, dar realitățile procesului de carstificare loessică sînt mai complexe, ca și fazele prin care trec diferitele regiuni ale Cîmpiei Române, așa cum s-a arătat mai înainte. Dispariția crovurilor prin eroziune fluviatilă este desigur o realitate, dar și asocierea acestor microdepresiuni cu rețeaua de văi nu se poate contesta, așa cum este cazul în Cîmpia Plenița-Bucovăț (Bălăciței). Acest raport, crovuri—rețea hidrografică și invers, rețea hidrografică—crovuri, mai trebuie verificat și în alte regiuni loessice, cum este Cîmpia Boianu-Burdea-Videle, care poate da un răspuns mai exact la această interdependență puțin cunoscută pînă acum. Problemele legate de evoluția clastocarstului loessic sînt abia în faza inițială din punct de vedere științific, iar rezolvarea lor va fi impusă de nevoile practice, de necesitățile agro-ameliorative și geotehnice, de etapele și fazele amintite de noi — endoreică și exoreică, cea mai extinsă fiind prima.

În ce privește geneza tuturor acestor microdepresiuni clastocarstice trebuie să admitem că sufoziunea cu cele două procese conjugate (sufoziunea chimică, cu spălarea sărurilor și a particulelor foarte fine și sufoziunea mecanică — tasarea), constituie *sistemul sculptural specific loessului* din Cîmpia Română și a cărei acțiune se diferențiază după faciesuri (prăfoase, nisipoase, argiloase, calcaroase). Solubilizarea sărurilor în special a calcarului și levigarea particulelor foarte fine din loess stau la baza tasărilor sufozionale.

[1] V. S f i c l e a (1973) indică în teza lui de doctorat prezența crovurilor în partea de sud a Cîmpiei Covurlui-Galați.

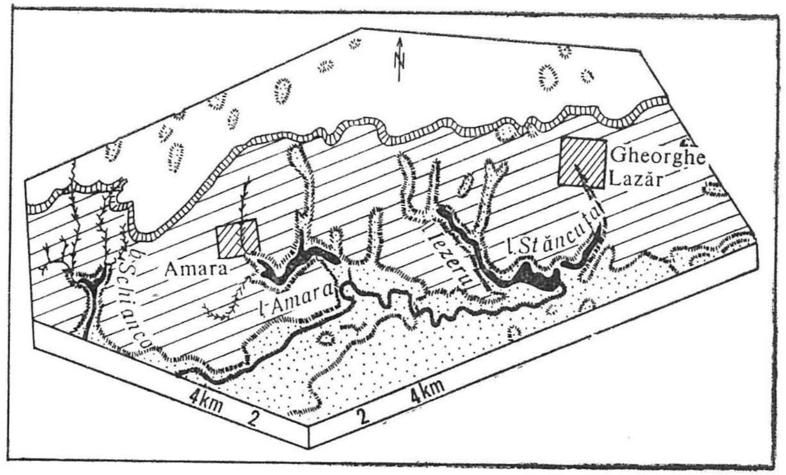


Fig. 78 — Limanele fluviatile de pe terasa Ialomiței din sectorul Amara situate în văi de tip furcitură

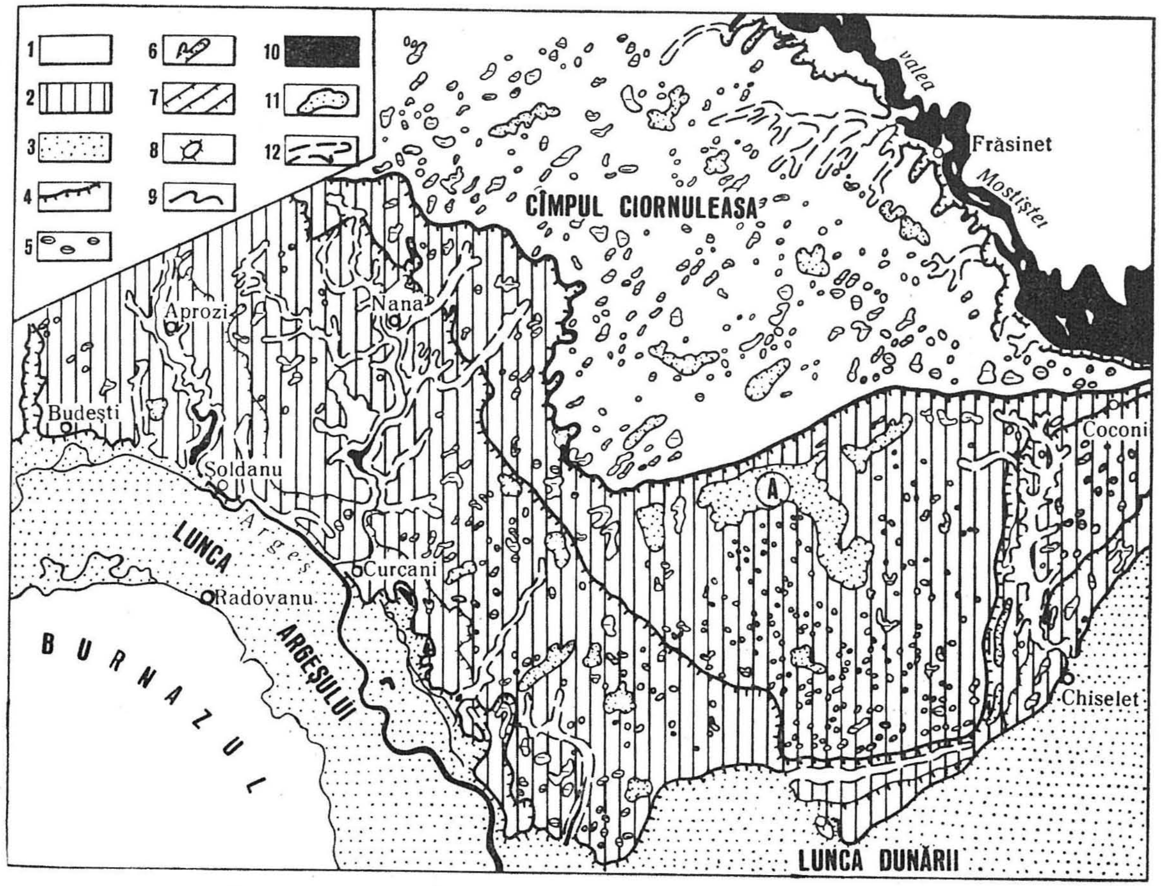


Fig. 79 — Clastocarstul din partea de sud a Cîmpiei Mostiștei;
1 — Cîmpul înalt; *2* — terase fluviatile (superioară, medie și inferioară); *3* — lunci; *4* — valea Mostiștei; *5* — crovuri; *6* — văi; *7* — versanți-pante accentuate; *8* — popine; *9* — privaluri, *10* — lacuri; *11* — polii (A — cea mai mare); *12* — văi seci de tip furcitură

4. MĂSURI DE ORDIN PRACTIC, PLECÎND DE LA EXISTENȚA CROVURILOR ȘI UTILIZAREA LOR CA BAZINE COLECTOARE

Așa cum s-a văzut din analiza stadiilor de evoluție a crovurilor, acestea prin captări laterale pot ajunge la forma de polie (padină sau găvan), care ocupă suprafețe de cîteva mii de m² și în mijlocul cărora se dezvoltă o vegetație higrofilă de mlaștini sau de luncă, mai ales în Cîmpia Snagovului. Aici raportul dintre suprafețele ocupate de crovuri și cele normale este de 1/20 ha. Stagnarea apei primăvara și formarea *lacurilor de crov* poate dura uneori cîteva săptămîni și unde chiar după evaporarea apei culturile nu au condiții optime de dezvoltare din cauza întîrzierii perioadei de vegetație sau a sărurilor ce provin prin circulația apei de stagnare, mai ales în urma evaporației intense.

Ținînd seama de modul de grupare a crovurilor și de întinderea celor mai mari, se poate aprecia că suprafețele medii acoperite cu apă într-un singur crov ajung chiar la 1 000—1 500 m², iar în total pe o grupă mai mare la 5 000 6 000 m². Raportînd aceste suprafețe la producția anuală de grîu sau porumb rezultă importante pierderi. În acest sens se impun o serie de măsuri locale pentru reducerea la minimum a acestor pierderi, redîndu-se agriculturii importante suprafețe afectate de procesul carstic de sufoziune. Măsurile pe care le sugerăm (P. Coteț— Gh. Cliseru)[1] prevăd o serie de lucrări ce se pot executa pe plan local, cu materiale din orizontul local și fără investiții financiare prea mari, dar care impun o muncă fizică ce se poate rezolva în cadrul fiecărei unități agricole vizate printr-o judicioasă repartizare a brațelor de muncă.

Din cele arătate mai înainte, suprafața de apă colectată poate ajunge la 6 000 m², iar volumul general, ținînd seama de adîncimea acestor ape, ar fi de 1 500 m³. Desigur că aceste suprafețe și volume de apă diferă de la caz la caz, măsurile practice însă vor fi aceleași, ținînd cont de parametrii locali. Bazinul receptor se va alege de obicei la capul unei tarlale, în crovul sau polia cea mai mare sau în microdepresiunea cu fundul cel mai coborît. Dimensiunile acestui bazin receptor vor fi în așa fel calculate încît să poată cuprinde volumul de apă estimat din crovurile din jur. În cazul unui volum de 1 500 m³, el va avea dimensiuni de 30 ×20 ×3=1 800 m³ (se va lăsa o toleranță pozitivă pentru cazuri excepționale, de acumulare a unui volum mai mare de apă). După cele de mai sus, suprafața bazinului de recepție este de numai 600 m² — ceea ce reprezintă a 10-a parte din suprafața acoperită cu apă — suprafață care nu mai contează în calculul asupra recoltei. Bazinul colector poate fi realizat prin săparea și întărirea marginilor prin stîlpi de lemn așezați la o distanță de 0,50 m, iar lungimea lor să ne dea posibilitatea de a-i băga în pămînt 0,20—0,30 m, rămînînd la suprafață pe 0,70—0,80 m din motive de securitate (circulație, vite ce se găsesc pe cîmp).

Între acești stîlpi se va face o împletitură de nuiele (răchită, salcie etc.) folosită în orizontul local. Deci în mod concret nu se investesc în aceste bazine fonduri speciale, ci se utilizează numai munca fizică și ea tot din orizontul local.

Cu privire la canalele de legătură între diferitele lacuri locale sau mlaștini și bazinul colector, acestea vor fi efectuate tot prin forța de muncă locală. Ele vor porni din centrul crovului ce se leagă la bazin pentru a da posibilitate scurgerii totale a apei din tot cuprinsul formei negative. Pe cît posibil

[1] Lucrare în manuscris (1974) *Clastocarstul din Cîmpia Snagovului.*

se va urmări direcția normală a arăturii pentru a nu se crea dificultăți pentru tractoare.

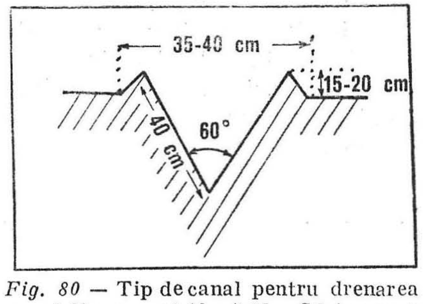


Fig. 80 — Tip de canal pentru drenarea apei din crovuri (după Ch. Cliseru)

În lucrările de săpare a canalelor se pot folosi în faza inițială pluguri speciale, iar rectificarea prin lucrări manuale[1], dacă este cazul. Dimensiunile acestor canale cu profil și formă de V, pot avea în deschiderea superioară circa 0,35—0,40 m, iar înălțimea laturilor, de 0,40 m (fig. 80). Pentru canalul colector va fi în jur de 2° — 3°. În medie din constatările noastre sînt necesare circa 800—1 000 m de șanțuri ca să se amenajeze o astfel de grupare de 4—5 crovuri, care adăugați la cei 500—600 m² dau o suprafață de circa 1 000 m². Aceasta reprezintă numai a cincea sau a șasea parte din suprafața nefolosită momentan din totalul întinderilor afectate de acumularea normală a apelor în crovuri.

Ținînd seamă că metoda propusă nu implică fonduri financiare speciale, rezultă rentabilitatea lor, care constă în următoarele: oprirea procesului de adîncire a crovurilor prin sufoziune, formarea unor bazine lacustre permanente a căror apă poate fi folosită la irigații locale în perioadele de secetă, în piscicultură, ca locuri de agrement etc.

În același timp, ele completează peisajul geografic cu noi ochiuri de apă necesare atenuării climatului excesiv continental, semiarid al Cîmpiei Române. Dacă pînă în prezent s-au utilizat numai văile minore în scopuri hidroeconomice, este credem timpul să folosim cu același succes și crovurile pentru nevoile agriculturii noastre.

Tot în legătură cu prezența crovurilor și a poliilor sufozionale și accentuînd nu asupra rolului negativ, ci pe importanța ce o pot avea *ca elemente pozitive,* socotim că se poate trece la utilizarea lor mai largă în ansamblul sistemelor de irigație locală prin trasarea acestora, ținînd seama de aliniamentele principale, condiționate de microrelieful negativ loessic sau prin drenarea lor spre văile din apropiere (fig. 74, 75).

Astfel se asigură atît drenarea crovurilor, cît și trasarea canalelor respective prin săpături și umpluturi locale pentru obținerea pantelor necesare scurgerii apei. Chiar și pentru sistemele regionale de irigații se impune utilizarea pe cît posibil a microreliefului loessic. În acest mod, terenurile dintre crovuri sau polii și care în prezent sînt integrate parțial sistemelor de irigații pot constitui un fond funciar neatins de lucrările de amenajare a canalelor de irigație.

Tot pentru sistemele de irigație și în vederea unei utilizări cît mai raționale a terenului se poate folosi și microrelieful negativ existent, de tipul văilor interdunare din Cîmpia Romanaților (Craiova—Caracal—Corabia) sau din Bărăganul sudic — sectorul Hagieni, Cîmpia Tecuci etc., unde regularitatea și adîncimea mică constituie o condiție morfologică și mai bună în raport cu microrelieful sufozional mult mai variat. În sensul propunerilor noastre, microrelieful din figurile anterioare (68—73) poate fi analizat sub raport agroameliorativ și unde socotim că este posibilă o adaptare a acestuia la sistemele de irigație. O altă unitate clastocarstică care merită să fie luată în considerație este *Mostiștea de sud* (fig. 79), cu cea mai mare densitate de crovuri, unde din cîmpul înalt al Ciornulesei se pot trasa numeroase canale de irigație spre laturile

[1] Drenaj local prin brazde.

marginale mai joase, de terase, utilizînd sistemele de crovuri și polii, după necesitățile lucrărilor agroameliorative prin nivelarea unor crovuri[1].

Prin analiza de detaliu a microdepresiunilor de tasare, cu dimensiuni și orientări variate, se poate ajunge la soluții practice mai largi în raport de condițiile locale, specifice.

Concluzia de ordin general care rezultă din cele expuse mai înainte este de a atrage atenția forurilor agroameliorative asupra necesității studiilor de detaliu la scări mari cu privire la condițiile geologo-geomorfologice în vederea valorificării microreliefului sufozional după necesitățile lucrărilor economiei agricole.

C. ALTE SISTEME DIN ACEASTĂ MARE UNITATE

1. SISTEMUL MORFOHIDROFREATIC ȘI PROBLEMELE DE ORDIN PRACTIC

Acesta este foarte extins și tot așa de important ca și cel precedent, așa cum de altfel s-a văzut din analiza hărții hidrogeologice (cap. IV).

Sistemul hidrofreatic este prezent în cuprinsul tuturor formelor de relief (mezo și micro) și strîns legat atît de condițiile litologice și morfologice, cît și de condițiile climatice și hidrologice, în special de dinamica acestora.

În cadrul acestui sistem se poate distinge cu caractere proprii *subsistemul morfohidrosalin*, care ridică și el probleme de ordin practic destul de complexe. Acesta din urmă nu reprezintă de fapt un sistem sculptural propriu-zis, ci el se încadrează și în sistemul mai larg, cel arid, prin relieful negativ de microdepresiuni și lunci în care se dezvoltă cu precădere. Subsistemul morfohidrosalin se caracterizează prin prezența lacurilor sărate, ca și prin procesele de sărăturare a solurilor a căror cunoaștere este foarte importantă pentru agricultură prin măsurile ameliorative ce se impun.

Pentru explicarea genezei sărăturilor din Cîmpia Română de care s-au ocupat în special, la nord de Ialomița P. Petrescu (1940), P. Marosi (1967), N. Florea (1970, 1972), (1976) s-au emis două teze principale: *acvatică* și *eoliană*. Prima explică proveniența sărurilor prin apa rîurilor și pe cale subterană prin intermediul apelor freatice, iar a doua prin transportul eflorescențelor saline de către vînt. Ultima acțiune a fost susținută mai ales de P. Petrescu (1940), care a remarcat discontinuitatea orizonturilor freatice și gradul diferit de salinizare al lor, mai mare la cele apropiate de suprafață și în apropierea lacurilor sărate. N. Florea (1970, 1972) accentuează mai mult asupra apelor freatice influențate de masivele subcarpatice salifere din zona cutelor diapire. Tot el arată corelația strînsă între acumularea sărurilor și relief sau *legitatea morfohidrosalină* pe fundul microreliefului de crovuri cu apă freatică, în zona de contact a diferitelor trepte morfologice, în cîmpiile de luncă slab drenate, la periferia conurilor de dejecție, în lunci neinundabile, dar în amonte de confluențe etc. Acest sistem este completat cu lacurile sărate sau salmastre, destul de numeroase la nord de Ialomița. Prezența acestora reflectă și mai clar ariditatea cea mai accentuată a Cîmpiei Române. Teza eoliană se completează foarte bine cu depunerea loessului.

În legătură cu *geneza sărăturilor* trebuie remarcată prezența a numeroase lentile de argile nisipoase, nisipuri argiloase sau numai argile, care rețin mai ușor diferite săruri și pot să explice mai bine local varietatea orizonturilor

[1] Metoda propusă de M. Caceu și M. Moisă (*Metodă de nivelare a crovurilor*, Hidrotehn., nr. 6 1972). Se poate aplica în zone cu crovuri rare și suprafețe mici.

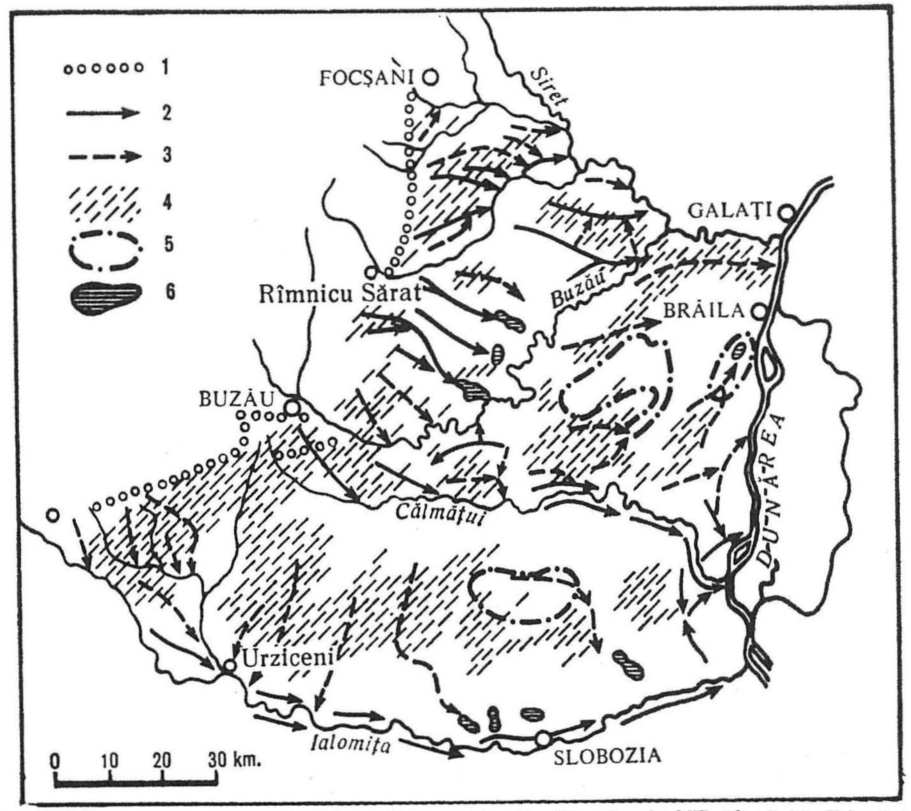


Fig. 81 — Schița cu propunerile de ordin practic din Cîmpia de NE (după N. Florea): *1* — puțuri de drenaj natural; *2 —3* canale principale de drenaj (necesare suplimentar în cazul că se irigă cîmpia); *4* — areal în care este necesară drenarea prin canale secundare; *5* — areal cu lacuri sărate și văi închise care funcționează ca drenuri naturale; *6* — lacuri

freatice și schimbărilor pe distanțe destul de mici, adică discontinuitatea remarcată de P. Petrescu (1940). După același autor, salinizarea apelor freatice mai este legată de neregularitățile patului impermeabil, lipsa de drenaj ca urmare a schimbărilor topografice generate de acumulările eoliene, de loess și nisipuri de dune. Ea a început după stabilirea Dunării pe traseul actual și după transformarea unor porțiuni ale Cîmpiei Române în zone lipsite de drenaj.

Ținînd seama de condițiile actuale ale părții de NE, cu vaste suprafețe de terenuri sărate, foarte frecvente în părțile cele mai joase ale regiunii și peste tot, acolo unde apa freatică se găsește la mică adîncime, problemele agroameliorative nu se pot rezolva, după același autor, decît prin regularizarea rîurilor Bărăganului și prin drenajul apelor freatice foarte încărcate cu săruri și numai acolo unde diferențele de nivel permit astfel de lucrări.

Măsuri practice mai concrete pentru ameliorarea regimului hidrosalin au fost indicate de N. Florea (1972)[1] pe hărți la scări destul de mari și într-o sinteză pe care o redăm în fig. 81 pe care sînt indicate lucrări de drenaj vertical (puțuri) și sub formă de canale, utilizîndu-se rețeaua hidrografică existentă, în diferite condiții de irigație sau de neirigație. Sistemul morfohidrosalin mai apare și la nord de valea Buzăului, în lunca Jiului, în partea de sud a

[1] Teză de doctorat tipărită în 1976.

Cîmpiei Băileşti, precum şi în alte porţiuni mai restrînse ale Cîmpiei Române, unde nu ridică probleme aşa de mari ca la nord de Ialomiţa.

2. SISTEMUL ANTROPIC—TEHNOGEN

Numit astfel în sens mai larg, sistemul antropic deşi nu acţionează cu acelaşi ritm şi cu aceeaşi intensitate ca agenţii interni şi externi, el se resimte aproape peste tot şi destul de activ printr-un ansamblu de măsuri care se efectuează sezonier, anual şi multianual în diferite scopuri economice în vederea îmbunătăţirii condiţiilor de viaţă ale omului, de folosire raţională a reliefului, hidrografiei, climei, solurilor, vegetaţiei, rocilor etc.

Diferitele acţiuni ale omului asupra naturii au fost semnalate aproape în toate capitolele precedente şi nu este cazul să mai revenim asupra lor, relevăm însă unele aspecte actuale sau de perspectivă. Ne referim de exemplu la *aratul* an de an al solului care uşurează infiltraţia apelor din precipitaţii şi care la rîndul lor generează diferite procese fizice şi chimice în sol, cum sînt cele legate de sufoziune; *aratul versanţilor* uşurează şiroirea şi eroziunea în suprafaţă; *desecarea unor lacuri-bălţi* influenţează microclimatul local, iar irigaţiile iraţionale, cu norme mari de udare, produc degradarea structurii solului, înmlăştinarea şi sărăturarea acestuia.

Acţiunea antropică afectează mai ales *văile* şi *luncile*, cum este de exemplu *Lunca Dunării*, unde au fost desecate o serie de bălţi: Nedeia, Potelu, Suhaia, Greaca, Călăraşi pentru punerea în valoare a noi suprafeţe pentru agricultură. Crearea de incinte indiguite la Dunăre influenţează şi vor produce modificări asupra nivelului Dunării, asupra cantităţii de aluviuni tîrîte, iar sistemele hidroenergetice ce se vor construi pot contribui la evitarea pericolului inundaţiilor pe Dunăre prin atenuarea viiturilor. Este vorba de hidrocentralele Porţile de Fier, Tr. Măgurele-Nicopole, Cernavodă.

Modificări atît asupra aspectului văilor, cît şi asupra versanţilor acestora vor apărea şi pe văile interioare. Amenajarea integrală a văilor Jiului, Oltului, Vedei, Argeşului prin bararea lor şi crearea unor lacuri de acumulare va asigura necesarul de apă pentru irigaţii şi industrie, dar mai ales va atenua undele de viitură ale debitelor mari. Modificări importante vor apărea pe multe rîuri interioare prin lucrări cu caracter tehnic-rectificări de albii (tăierea unor meandre), consolidări de maluri etc.

Luncile vor fi supuse şi ele unor transformări la care omul îşi va aduce aportul. În urma inundaţiilor dintre 1969—1972, dar mai ales a celor din 1975, îndiguirea unor lunci inundabile şi-a dovedit utilitatea. Îndiguirile vor fi corelate cu celelalte lucrări de regularizare şi ele contribuind astfel la evitarea pagubelor produse de inundaţii, ca de exemplu, Jiul în aval de Craiova, Oltul la sud de Rîmnicu Vîlcea (cascada de hidrocentrale regularizează debitele Oltului), pe Vedea, acumularea de la Socetu (apără împotriva inundaţiilor oraşele Roşiori şi Alexandria).

Amenajarea hidroenergetică a Argeşului va contribui la alimentarea cu apă a Bucureştilor şi la regularizarea albiei acestuia.

Toate aceste probleme impun cunoaşterea aprofundată a morfologiei şi structurii geologice a văilor atît pentru stabilirea amplasamentelor pentru baraje, cît şi pentru valorificarea materialelor de construcţii (nisipuri şi pietrişuri).

Desigur că în toate aceste lucrări este interesat direct domeniul agricol a cărui activitate este mult mai largă, el cuprinzînd şi regiunile mai înalte,

de terase şi cîmpuri, unde extinderea marilor lucrări de irigaţii şi de desecări este în curs de realizare atît în cîmpiile marginale predunărene, cît şi în cele interioare.

În încheiere, apare încă o dată necesitatea ca în lucrările agroameliorative criteriul principal să-l constituie cartarea amănunţită a terenului pe baza concepţiei sistemice, integrative a tuturor factorilor naturali şi antropici — a corelaţiilor cauzal-genetice şi funcţionale dintre aceştia şi ansamblul ce rezultă.

D. REGIONAREA POTENŢIALULUI IRIGABIL AL CÎMPIEI ROMÂNE

Aşa cum s-a văzut din expunerea condiţiilor naturale actuale (a mezo- şi microreliefului; depozitelor superficiale; hidrogeologiei — ape freatice şi chimism; hidrografiei şi hidrologiei — zone drenate şi nedrenate, debite; climei — temperatură, precipitaţii, evapotranspiraţie şi vînturi; procese actuale — de eroziune şi acumulare etc.), Cîmpia Română constituie unitatea cu cel mai mare potenţial irigabil al ţării noastre şi care impune importante măsuri agroameliorative, de valorificare mai eficientă a acesteia în toate regiunile ei.

Pe baza poziţiei geografice şi a condiţiilor complexe morfohidrologice şi fitopedoclimatice, acest potenţial irigabil al Cîmpiei Române poate fi împărţit regional, sub forma unei propuneri, în trei grupe mari:

Grupa cîmpiilor marginale dunărene şi predunărene loessice şi aluviale, situate în zona secetoasă în care intră cea mai mare parte a Cîmpiei Olteniei, Burnazul, Bărăganul în ansamblu, cu relief de luncă (Lunca Dunării în special), terase şi cîmpuri înalte al căror potenţial irigabil este legat de valorificarea apei din Dunăre în primul rînd, la care se adaugă pentru Cîmpia Siretului inferior, Cîmpia Tecucilor, Cîmpia Covurlui—Galaţi şi utilizarea altor surse de apă (Siret, Prut etc.).

Grupa cîmpiilor interioare-loessice, de divagare şi piemontane (aluvio-proluviale şi loessice), situate în zona semiumedă, cum sînt: Cîmpia Caracalului, Cîmpia Boian—Burdea—Videle, Cîmpia Vlăsiei, Cîmpia Pogoanele (partea de vest a Bărăganului de mijloc), Cîmpia Piteştilor, Cîmpia Titu-Răcari, Cîmpia Tîrgoviştei, Cîmpia Ploieştilor, Cîmpia Mizil-Buzău, Cîmpia Rîmnic-Focşani al căror potenţial irigabil este legat de rîurile interioare, de acumulările şi derivaţiile regionale ale acestora.

Grupa cîmpiilor de lunci mari, cum sînt cele din lungul rîurilor principale (Jiu, Olt, Argeş, Dîmboviţa, Ialomiţa, Buzău—Călmăţui, Siret) care aparţin atît zonei semiumede, cît şi celei secetoase şi al căror potenţial irigabil este legat în primul rînd de rîurile care le-au generat.

În legătură cu cîmpiile interioare trebuie arătat că cele piemontane se disting prin pante mai accentuate şi infiltraţii mai puternice în raport cu cîmpiile de divagare, cu pante mult mai reduse, cu ape freatice mai bogate şi la mică adîncime, iar cîmpiile loessice fie cele interioare sau cele predunărene ies în evidenţă prin dezvoltarea clastocarstului specific lor, ca şi prin prezenţa depozitelor de nisipuri eoliene. Toate aceste caractere morfogeologice impun unele diferenţieri locale în sistemele de irigaţii şi chiar în cele de drenaj (caracteristice perioadelor ploioase).

Pentru grupa a treia, care înglobează marile lunci interioare se impune asigurarea unui drenaj dirijat prin canale şi diguri de protejare împotriva inundaţiilor de vale sau de albie, ca şi pentru luncile mici ale rîurilor secundare,

unde sistemele lacustre de acumulare în serie se impun ca o necesitate hidrotehnică și de gospodărire a apelor de prim ordin.

Asociate cu gradul de pretabilitate a terenurilor pentru irigație (N. F l o r e a ș.a., 1973)[1], această clasificare capătă o bază mai precisă și mai largă. În același timp, trebuie să arătăm că limita nordică a suprafețelor ce pot fi irigate corespunde cu limita potențialului tehnic irigabil, dar ea diferă de potențialul economic irigabil, la trasarea căruia intervine prețul de cost la m^3 de apă necesar pentru ha irigat.

În legătură cu luncile interioare trebuie precizat că limitele acestora variază foarte mult, deși aceste zone sînt mai ușor de irigat, datorită condițiilor specifice (sursă de apă, climat mai blînd, culturi legumicole), dar în același timp, ele pot fi supuse inundațiilor. În plus, ele sînt prevăzute să intre în cuprinsul lucrărilor de amenajare, cum sînt văile Oltului, Vedei, Teleormanului, Argeșului.

Prin aceste lucrări o mare parte din luncile irigabile vor dispărea, iar compensarea lor se va face prin valorificarea terenurilor în pantă sau cu exces de umiditate.

E. MODUL DE UTILIZARE A TERENULUI — SINTEZĂ DE ORDIN PRACTIC ÎN LEGĂTURĂ CU PROCESELE NATURALE ȘI ANTROPICE DE MARE AMPLOARE

Ultimul aspect asupra căruia ne oprim cu privire la corelația dintre relief și depozite, de o parte și latura practică, de altă parte, este legată de procesele naturale și antropice care se reflectă în modul de utilizare a terenului (fig. 82). Ne referim în mod special la *declanșarea inundațiilor* din primii ani ai deceniului actual și la *degradarea solurilor* în general.

Așa cum s-a arătat pe parcursul lucrării, în diferite ocazii, Cîmpia Română dispune de importante resurse ale solului și subsolului. Pe primul plan stau *resursele funciare*, care rezultă clar din modul de utilizare a terenului (terenuri arabile peste 80%, după care urmează pădurile, zonele viticole, vetrele localităților ș.a.) și apoi *resursele de apă*. Acestea din urmă permit dezvoltarea pe scară mare a agriculturii irigate, alimentarea populației, animalelor și industriei, atît prin utilizarea complexă a apelor de suprafață (rîuri, lacuri), cît și a celor subterane (freatice și de adîncime). În acest scop, posibilitățile cunoașterii și valorificării apelor ascensionale sînt destul de mari avînd în vedere seriile groase și variate sub raport litologic a depozitelor detritice piemontane și fluviolacustre. Forajele de mare adîncime au scos la iveală și existența *apelor termale* la Potcoava și în alte localități din apropiere.

Cîmpia Română reprezintă astăzi și o importantă *zonă petroliferă și gazeiferă* prin prezența a numeroase structuri, cum sînt cele de la sud de Craiova, de Pitești, în zona de divagare, din cîmpia Boianu—Burdea—Videle, din cîmpia piemontană Tîrgoviște—Ploiești, cîmpiile Buzăului, Rîmnicului, Siretului inferior și din alte părți, unde „pădurea de sonde" crește an de an, așa cum rezultă din valoroasa lucrare a lui D. P a r a s c h i v (1975). Aproape pe întreaga suprafață a Cîmpiei Române între Jiu și Prut, între Subcarpați și o linie ce trece prin Brăila—Slobozia—Budești (sud București)—nord Roșiorii de Vede și Caracal sînt puse în evidență numeroase structuri petrolifere în plină exploatare.

[1] Lucrare în manuscris *Harta pedohidrogeologică*

Valorificarea pe scară mai mare a *nămolurilor curative* din lacurile sărate Amara, Fundeni, Lacul Sărat-Brăila etc., deschide noi perspective balneoclimaterice Bărăganului, bogat în lacuri de tip liman sau de tip polie.

Complexele de lacuri artificiale, așa de extinse astăzi, reprezintă o importantă resursă pentru agricultură și piscicultură, iar amenajarea lacurilor naturale în scopuri turistice, de agrement, cum sînt cele din jurul Capitalei și celorlalte orașe (Craiova, Ploiești, Pitești, Buzău etc.), deschid noi posibilități, alături de pădurile-parcuri, de satisfacere a nevoilor populației locale pe distanțe mici. Sub acest raport orașele-porturi, datorită circulației fluviatile și poziției lor la contactul cu Lunca Dunării au o situație mai favorabilă.

Un loc aparte în modul de utilizare a terenurilor din Cîmpia Română îl ocupă marile lucrări agroameliorative și geotehnice în legătură cu echiparea diferitelor regiuni ale ei prin mari sisteme de legături hidrografice interbazinale și cu numeroase *sisteme agroameliorative, de irigație și de desecare*, care vor schimba aproape total imaginea cunoscută în vechea geografie a celei mai mari unități agroproductive a țării.

Între acestea din urmă amintim sistemele de irigații Crivina—Vînju Mare, Calafat—Băilești, Sadova—Călărași—Dăbuleni, Stoenești—Vișina—Corabia, Lița—Flămînda—Seaca, Giurgiu—Răzmirești, Berceni—Vidra—Frumușani, Mostiștea, Ciulnița—Jegălia—Fetești—Călărași—Dichiseni, Brăila—Movila Miresei etc., al căror amplasament corespunde zonelor de primă necesitate. În strînsă legătură cu sistemele de irigație al căror scop este completarea lipsei de apă din perioadele secetoase stau sistemele de desecări, construite pentru eliminarea excesului de umiditate, ambele reflectînd caracterul continental excesiv al climei din Cîmpia Română și ale condițiilor actuale ale economiei agricole. În figurile 82 și 83 schițăm cîteva aspecte practice de ansamblu.

Ca procese de mare intensitate ne referim în mod special la *inundațiile din anii 1969—1972*, care au cuprins aproape întreaga Cîmpie Română și mai ales nord-estul ei, începînd din bazinul Mostiștei spre Siret, unde au afectat pe mari suprafețe nivelul apelor freatice.

Studiul de ansamblu efectuat în cadrul Academiei de științe agricole, de către colectivul C.E.A.I. (1973), a scos în evidență în sinteza cu privire la cauzele naturale și antropice, rolul diferit al acestora, din care pe primul plan au stat *condițiile climato-hidrografice* și în mai mică măsură acțiunea antropică, în special sistemele de irigații vechi, cu rețele neimpermeabilizate.

Din tot ansamblul de condiții naturale analizate, ne oprim asupra *litologiei și reliefului* cu cele două categorii de relief (de mezo și microrelief), subliniind în același timp necesitatea de a ține seama de ele mai mult în lucrările de regionare agro-ameliorativă, așa cum se cunoaște (N. F l o r e a ș.a., 1955, M. B o t z a n ș.a. 1959).

Ținînd seama de mezorelief, excesul de umiditate se împarte în două: *pe funduri de văi*, cu exces provenit din inundații, scurgeri laterale și apele freatice, și *pe interfluvii* (de suprafețe tabulare — cîmpuri și terase), cu exces provenit din precipitații a căror apă este reținută de microrelieful dintre dune, de crovuri, polii, precum și din apele freatice al căror nivel s-a ridicat pînă la suprafață.

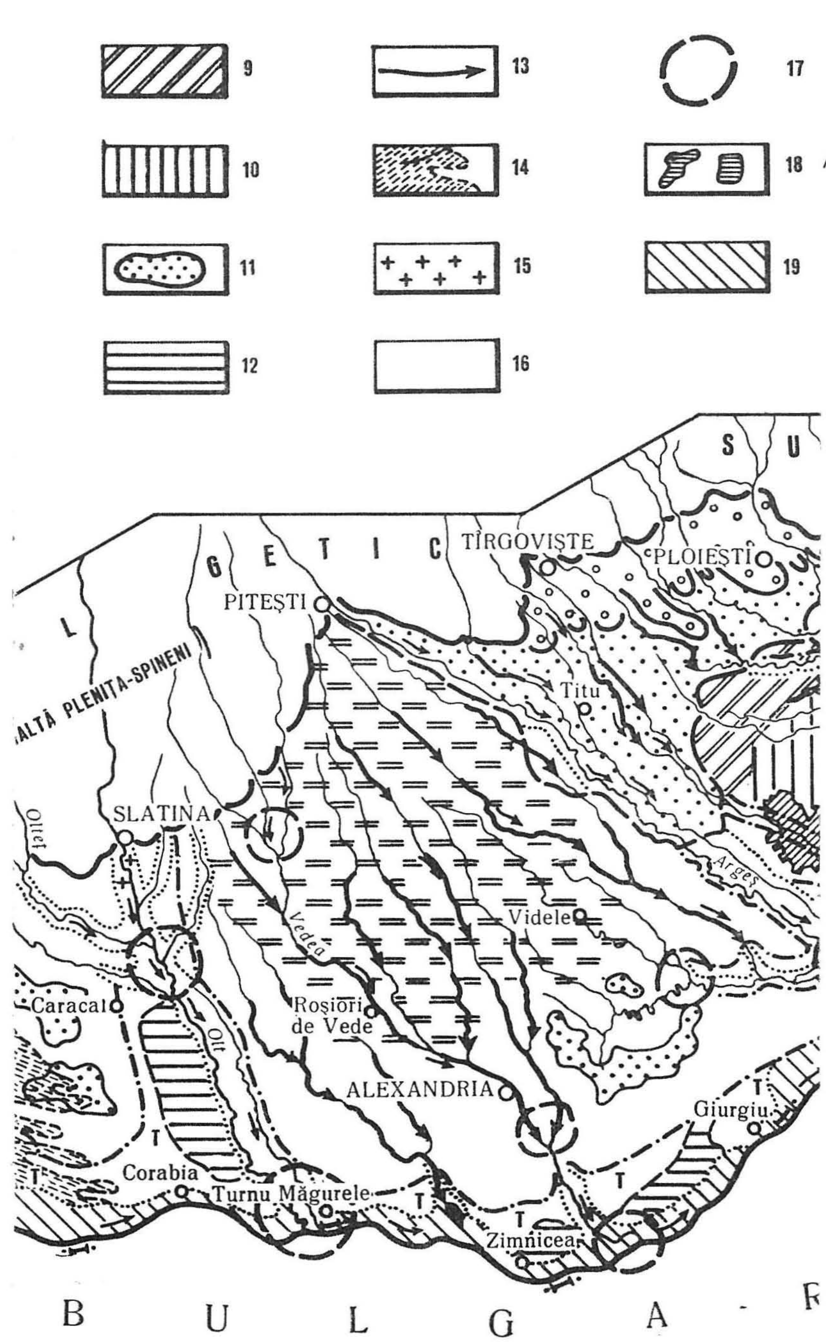
În afară de formele de relief amintite, litologia și solurile prin textura și gradul de permeabilitate au avut un rol destul de mare în generarea excesului de umiditate și a duratei lui (fig. 83).

În concluzie, Cîmpia Română ca cea mai mare unitate agrogeografică a țării se impune a fi integrată cît mai organic sub raport agroameliorativ și geotehnic în sistemul național de gospodărire a apelor și de regularizare a bazinelor hidrografice, ea reprezentînd partea cea mai joasă, unde acumulările de ape și transportul de mîluri spre Dunăre este foarte mare.

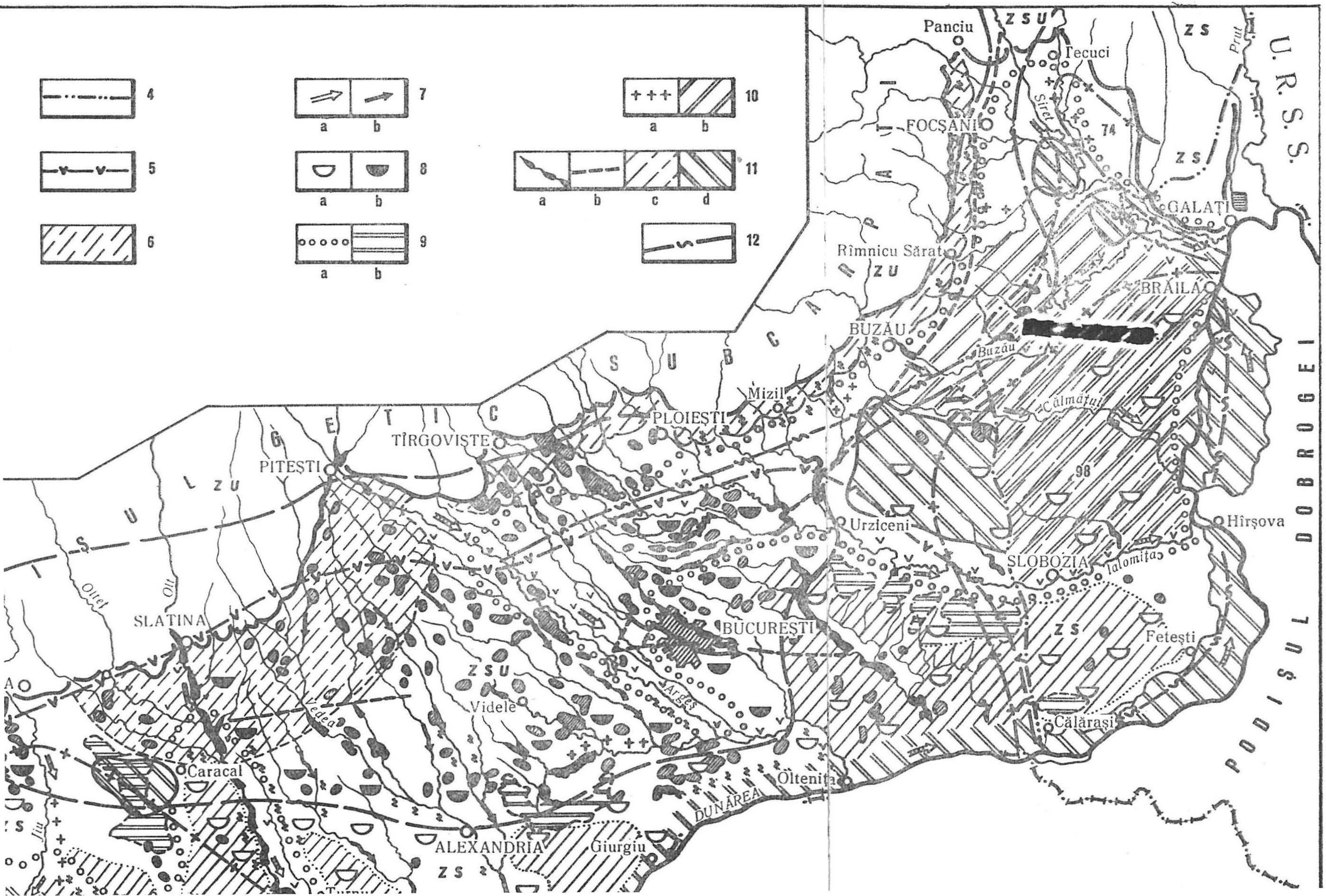
De asemenea, utilizarea complexă a resurselor naturale și în special a solurilor din Cîmpia Română se impune ca o necesitate de prim ordin, atît prin cunoașterea cît mai profundă a legilor naturale care le guvernează, cît și printr-o acțiune cît mai rațională din partea omului, pentru a nu se ajunge la un dezechilibru al corelației cauzale fundamentale natură-societate omenească.

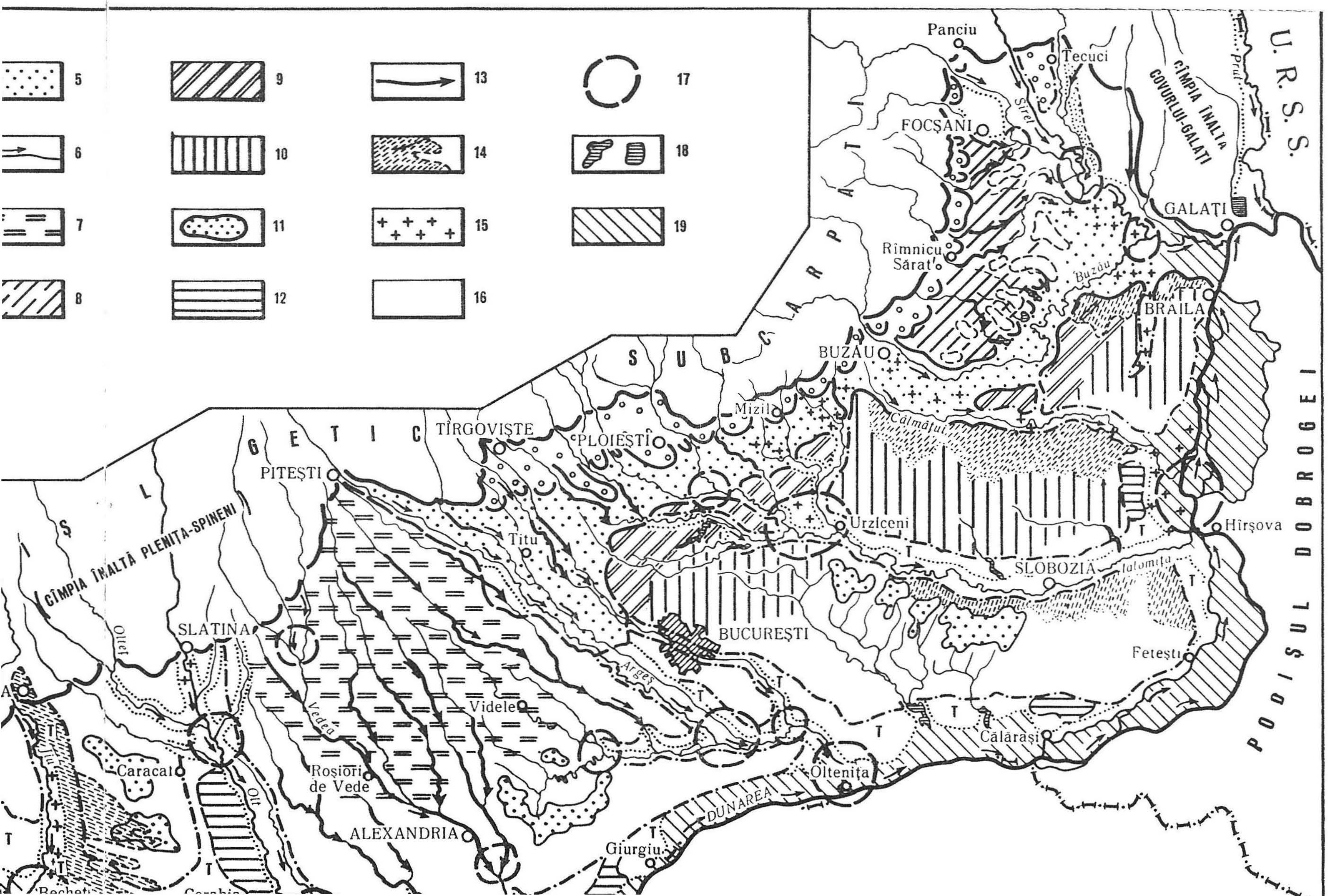
doua

ALĂ



luviatile întinse; *4* — zona de contact a cîmpiilor piemontane cu dealurile, lipsită
versează și de apa freatică; *6* — cîmpii joase de lunci cu exces de umiditate de tip va
giloase; *8* — cîmpii piemontane joase cu exces de umiditate, generat de inundații și d
ice, microrelief clastocarstic și dune; *10* — cîmpii de loess cu exces de umiditate, gene
cu exces de umiditate, generat în special de dinamica apei freatice; *13* — rîuri cu regim
, *16* — terenuri neafectate de exces de umiditate sau în măsură foarte mică; *18* — l.


4
5
6
7
a b
8
a b
9
a b
10
a b
11
a b c d
12
Panciu
ZSU
ZS
Prut
U.R.S.S.
Tecuci
FOCȘANI
Siret
74
GALAȚI
Rîmnicu Sărat
ZU
BRĂILA
BUZĂU
Buzău
Călmățul
Mizil
PLOIEȘTI
TÎRGOVIȘTE
PITEȘTI
SUBCARPAȚI
GETICI
98
Urziceni
Hîrșova
SLOBOZIA
Ialomița
PODIȘUL DOBROGEI
Olteț
Olt
SLATINA
BUCUREȘTI
ZS
Fetești
ZSU
Vedea
Argeș
Videle
Călărași
Caracal
Oltenița
DUNĂREA
Jiu
ALEXANDRIA
Giurgiu
ZS



5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
Panciu
Tecuci
U.R.S.S.
CÎMPIA ÎNALTĂ COVURLUI-GALAȚI
Prut
Siret
FOCȘANI
GALAȚI
Rîmnicu Sărat
Buzău
BRAILA
BUZĂU
S U B C A R P A Ț I
Mizil
Călmățui
TÎRGOVIȘTE
PLOIEȘTI
G E T I C
PITEȘTI
Ș L
CÎMPIA ÎNALTĂ PLENIȚA-SPINENI
Titu
Urziceni
Hîrșova
SLOBOZIA
Ialomița
PODIȘUL DOBROGEI
SLATINA
Olteț
BUCUREȘTI
Fetești
Argeș
Vedea
Videle
Călărași
Caracal
Jiu
Roșiori de Vede
Olt
Oltenița
DUNAREA
ALEXANDRIA
Giurgiu

Capitolul IX

GRUPA UNITĂŢILOR GEOMORFOLOGICE CENTRALE[1]

Baza regionării geomorfologice. Această parte a lucrării este consacrată unei scurte caracterizări a unităţilor geomorfologice după criteriul morfofuncţional în trei grupe sau *compartimente mari*: *centrală, estică şi nord-estică, vestică şi nord-vestică*, care la rîndul lor cuprind diverse regiuni geomorfologice, expuse după poziţia şi geneza lor. Fiecare grupă reprezintă o asociaţie de regiuni sau de tipuri morfogenetice de care s-a amintit mai înainte, în raport cu întinderea respectivă, cu sistemele de văi şi interfluvii, cu microrelieful specific şi cu necesităţile de ordin practic.

Împărţirea în grupe corespunde din punct de vedere agroameliorativ cu sectoarele mari ale solurilor şi mai ales cu predominarea condiţiilor diferite de umiditate a acestora, mai mare în grupa centrală şi mai mică în celelalte două grupe extreme, de est-nord-est şi de vest-nord-vest.

În expunerea celor trei mari compartimente cu subdiviziunile lor, accentul cade pe analiza depozitelor, a complexelor litologice schiţate în partea întîi ca bază a formelor de relief şi a solurilor, a posibilităţilor de acumulare a apelor freatice şi a măsurilor practice agro-ameliorative legate de condiţiile formării excesului sau a deficitului de umiditate, în raport cu relieful specific, cu impermeabilitatea sau permeabilitatea solurilor. În acest sens, avînd în vedere numărul foarte mare de foraje hidrogeologice şi caracterul sintetic al acestei părţi, au fost selectate numai cîteva din profilele cele mai caracteristice pe care le-am socotit absolut necesare unei prezentări cît mai concrete a cuverturii imediate a subsolului, redate în tabelul 15 şi în harta anexă.

Nu este vorba de *hărţi litologice speciale*, ci numai de unele repere generale, care pot orienta pe cititor. Întocmirea unor astfel de hărţi la scări mari rămîne o problemă de viitor şi foarte interesantă mai ales sub raport hidrogeologic.

În felul acesta, socotim că partea regională chiar cu caracter orientativ este mai direct legată de latura aplicativă agroameliorativă şi geotehnică, de necesităţile economiei agricole, de sistematizarea teritorială etc.

Liniile morfohidrografice principale care separă cele trei mari compartimente ale Cîmpiei Române sînt: valea Oltului şi apoi văile inferioare ale Argeşului şi Dîmboviţei, de unde se trece în bazinul superior al Mostiştei, valea Sărăţii şi marginea de vest a luncii Buzăului, linii de la care grupa centrală trece în compartimentele marginale. O grupă aparte o constituie regiunile învecinate, mai înalte, în raport cu regiunile clasice şi care este expusă în ultimul capitol. De asemenea, trebuie arătat că în cuprinsul acestor mari grupe există şi unităţi

[1] Accentul în această parte cade pe corelaţia fundamentală dintre relief la altimetrie şi mezoforme şi depozitele cuaternare.

Tabelul 15

Lista forajelor din planşele anexă (I – XI) şi în paranteză altitudinile lor în m

Nr. crt.	Planşa	Forajele pe localităţi
1	I	Picior de Munte (261)
2		Picior de Munte (261)
3		Crîngul lui Bot (202)
4		Tătărani
5		Bărcăneşti
6		Valea Călugărească
7		Mizil
8		Buzău-gară
9		Costeştii din Deal (167)
10		Răcari (134)
11		Tăriceni (127)
12		Slobozia Moară (127)
13		Puchenii Moşneni (132)
14		Dobra (162)
15		Bilciureşti (150)
16		Jilavele (69)
17		Radila (115)
18		Cioceni (112)
19		Cioranii de Jos (171)
20		Parepa Ruşani (91)
21		Baba Ana (94)
22		Vintileanca (89)
23	II	Buftea (106)
24		Ştefăneşti (86)
25		Bucureşti Br[1] F1
26		Bucureşti Br. F2
27		Bucureşti Br-F3
28		Coşereni (73)
29		Olarii Vechi (90)
30		Brătuleşti (104)
31		Bucovenii (104)
32		Vlăsia (91)
33		Grădiştea (89)
34		Demieni (91)
35		Băneasa (92)
36		Afumaţi
37		Popeşti-Leordeni (74)
38		Gruiu (51)
39		Măgurele (78)
40	III	Recea (191)
41		Babaroaga (176)
42		Negraşi (205)
43		Slobozia (162)
44		Schitu (164)
45		Şerbăneştii de Jos (157)
46		Alimăneşti (144)
47		Stoicăneşti (133)
48		Radomireşti (119)
49		Măldăeni (110)
50		Siliştea (152)
51		Văcăreşti (101)
52		Vîrtoapele de Sus (101)
53		Orboeasca de Sus (93)
54		Glavacioc (158)
55		Tătăreşti de Sus (151)
56		Sîrbeni (149)
57	III	Ciupagea (117)
58		Bucşani (108)
59		Cocoşu (90)
60		Furculeşti (104)
61		Călugăreni (79)
62	IV	Sprîncenata (110)
63		Stejaru (110)
64		Raţa (110)
65		Balta Sărată (108)
66		Slobozia Mîndra (110)
67		Olteanca (109)
68		Lisa (93)
69		Alexandria (82)
70		Piatra (89)
71		Plosca (89)
72		Pietroşani (57)
73		Storobăneasa (74)
74		Răzmireşti (89)
75		Satu Nou (88)
76		Toporu (87)
77		Tomuleşti (86)
78		Izvoru (90)
79		Hodivoaia (84)
80		Stăneşti (92)
81		Radu Vodă (91)
82		Cucuruzu (87)
83		Ardeleni Fermă (63)
84	V	Săruleşti (55)
85		Lehliu
86		Ciulniţa
87		Movila
88		Feteşti-gară
89		Stelnica
90		Jegălia-staţiune
91		Pd. Ciunga
92		Mărculeşti
93		Jegălia IAS
94		Călăraşi
95		Iezeru F6
96		Iezeru F7
97	VI	Solacolu (55)
98		Codreni (57)
99		Valea Căpitanului (55)
100		Sultana (47)
101		Pd. Ciornuleasa (54)
102		Valea Stînei (45)
103		Aprozi (40)
104		Suhatu (45)
105		Curcani
106		Valea Roşie (38)
107		Spanţov (43)
108		Drăgoieşti (66)
109		Ileana (59)
110		Călăreţi (57)
111		N. Bălcescu (55)

[1] Br = Bragadiru.

Nr. crt.	Planşa	Forajele pe localităţi
112	VI	Răzvani (46)
113		Zimbru (45)
114		Al. Odobescu (40)
115		Mihai Viteazu (42)
116		Ştefan Vodă (40)
117		Feteşti Nord (65)
118		Iezeru (55)
119	VII	Andrăşeşti
120		Slobozia (24)
121		Ianca (35)
122		Traian
123		Buzău CAM
124		Pogoanele (68)
125		Malu Roşu (65)
126		Urziceni
127		Glodeanu Sărat (72)
128		Meteleu (73)
129		Miloşeşti
130		Niculeşti Jianu (45)
131		Însurăţei (45)
132		Valea Ciorii (27)
133		Roşiori (46)
134		Zăvoaia (45)
135		M. Kogălniceanu (21)
136		Viziru (18)
137		Bordei Verde (18)
138		Urleasca (22)
139		Movila Miresei (16)
140		Traian (26)
141		Lanurile (18)
142		Chişcani (14)
143		Făurei (38)
144	VIII	R. Sărat-CAM
145		R. Sărat-Primărie
146		Mărăşeşti
147		Tecuci
148		Vădeni (6)
149		Mîndreşti Moldova (45)
150		Boboc
151		Obileşti (29)
152		Hoinari (67)
153		Balta Albă (44)
154		Mihălceni (47)
155		Caiata (90)
156		Focşani (34)
157		Topliceni (fără scară)
158		Obrejiţa (după C. Brătescu)
159		Matca (64)
160		Griviţa (75)
161		Iveşti (42)
162		Hanu Conachi (29)
163		Negrileşti (43)
164		Măicăneşti (17)
165		Giurgeni (31)
166		Corod
167		Vameş
168	IX	Cîrcea (184)
169		Zănoaga (146)
170		Ciocăneşti (142)
171		Obîrşia (101)
172		Apele Vii (135)
173		Rotunda (106)
174		Traian (75)
175		Brîncoveni (126)
176		Moldoveni (34)
177		Corabia (43)
178		Potelu (67)
179		Ianca (95)
180		Dăbuleni (84)
181		Damian (86)
182		Drănic (131)
183		Padea (103)
184		Măceşu de Sus (64)
185		Măceşu de Jos (32)
186		Intorsura (108)
187		Perişor (128)
188		Giubega (121)
189		Galicea Mare (71)
190	X	Unirea (108)
191		Moţăţei (65)
192		Hunia (67)
193		Calafat (61)
194		Băileşti (58)
195		Poiana Mare (42)
196		Boureni (56)
197		Bistreţ (22)
198		Ciupercenii Vechi (34)
199		Cearîngu (119)
200		Branişte (116)
201		Punghina (97)
202		Vînători (72)
203		Vrata (73)
204		Gîrla Mare (89)
205		Gruia (70)
206		Jiana (90)
207		Scăpău (82)
208		Vînju Mare (86)
209		Burila Mare (100)
210		Chilia-Devesel (131)
211		Tismana (54)
212	XI	Bălăciţa (260)
213		Pleniţa
214		Vîrtopu (153)
215		Terpeziţa (183)
216		Golfinu (169)
217		Lăcriţa Mare (172)
218		Negrea (86)
219		Schela
220		Cişmele (91)
221		Vînători (97)
222		Fîntînele (65)
223		Cuca

de tranziție, care vor fi indicate pe parcurs și în anexă, în raport cu necesitățile regionării geomorfologice și ale folosirii denumirilor consacrate sau nou introduse. Deci ordinea unităților geomorfologice este următoarea — *grupele* (asocierea cea mai mare), *sectoarele* și *regiunile*, ultimele separate și ele în *subregiuni*, *microregiuni*, după condițiile locale, unitatea de bază în analiza făcută fiind *regiunea*.

Grupa centrală — scurtă caracterizare morfofuncțională. Prin poziția și întinderea pe care o are între Piemontul Getic și Subcarpați în nord, și marea ondulare a albiei Dunării între Turnu Măgurele și Oltenița în sud, acest compartiment se impune în primul rînd, prin masivitatea lui, el cuprinzînd cea mai mare parte a Munteniei, ca și cea mai bogată rețea hidrografică, reprezentată prin bazinele Vedea cu Teleormanul, Argeș cu Dîmbovița, Ialomița cu Prahova.

Vegetația de păduri are aici cea mai mare întindere, iar solurile sînt mult mai variate ca în celelalte compartimente. Sînt prezente aici mai ales solurile argilo-iluviale (brun-roșcate nepodzolite sau podzolite, brune podzolite și podzolite, soluri negre și brune-argiloase), cu o permeabilitate mai redusă, apoi cernoziomurile levigate, caracteristice regiunilor sudice ale Burnazului. Complexul marnos, calcaros sub formă uneori de cruste și care stă la baza depozitelor loessice are cea mai mare extindere. Tot aici cad cele mai bogate precipitații în perioada de vegetație cu valori în jur de 300 mm și chiar mai mult în sectorul nordic (Pitești—Tîrgoviște—Ploiești). Ca urmare, cea mai mare parte a acestei grupe aparține, datorită și predominării solurilor argilo-iluviale, zonei semi-umede, iar solurile influențate de apele stagnante cu durata mijlocie și scurtă, ocupă suprafețe destul de mari, mai ales în cîmpiile Boianu—Burdea—Videle. Nu lipsesc de aici solurile influențate de ridicarea nivelului freatic și aceasta, în special, în Vlăsia nordică. Din punct de vedere morfolitologic sînt prezente tipurile de relief — piemontan, de divagare, loessic, aluvial de terase și de lunci, ca și excesul de umiditate de-a lungul văilor, cu extindere destul de mare în regiunile de divagare, în special în zonele de convergențe hidrografice și în luncile duble, așa cum s-a văzut în anul 1975 prin inundațiile din 30 iunie—3 iulie.

A. REGIUNILE PIEMONTANE ȘI DE DIVAGARE

Acestea constituie primul sector, unde procesele de acumulare piemontană și de subsidență sînt strîns legate de mișcările tectonice diferențiale (de ridicare și de coborîre), ca și de debitul solid foarte puternic în pleistocen și holocen. Acest sector se întinde între Vedea și valea Sărății, el reprezentînd o falsă cîmpie tectonică cutată axial, reprezentată printr-o serie de anticlinale și sinclinale, care apar la zi (cazul Măgurii Bucșani) sau sînt acoperite de cuvertura piemontană aluvio-proluvială, înscrisă pe marele sinclinal neotectonic cu ape arteziene bogate.

1. CÎMPIA PITEȘTILOR[1]

Cîmpia Piteștilor iese în evidență prin altitudinea care depășește 200 m și prin larga ei bombare din partea centrală, pusă în evidență de văile radiare, divergente din bazinele superioare ale Vedei și Teleormanului, Glavaciocului

[1] Aceasta este strîns legată genetic de Cîmpia Boianu-Burdea-Videle expusă mai departe.

și Neajlovului. Prezența teraselor în evantai spre albia Argeșului și trecerea ei gradată spre sud în marea cîmpie Boianu—Burdea sînt alte caractere care scot în evidență personalitatea și vîrsta pleistocen inferior a unuia din cele mai mari conuri-delte din Cîmpia Română și care ajunge spre sud pînă în axa Cîlniștei, așa cum se va arăta mai departe.

Limita sudică, cu caracter mai mult convențional, este marcată de linia ce unește localitățile Potcoava cu Burdea-Slobozia și Petrești Croitori, unde pe o zonă mai largă apar la zi o serie de izvoare în urma infiltrării apelor pluvio-nivale în depozitele piemontane aluvio-proluviale. Caracterul piemontan al depozitelor, ce compun conul-deltă al Argeșului, rezultă din ritmicitatea depozitelor dintr-o serie de foraje analizate (planșa I). Tot din aceste sondaje se vede că depozitele loessice cresc ca grosime spre sud și descresc spre est.

Caracterul de falsă cîmpie tectonică iese în evidență din prezența anticlinalului Oarja-Bradu, care face parte din seria de cute acoperite de cuvertura piemontană. Spre est, limita acestei cîmpii nu ajunge peste tot pînă în malul drept al Argeșului, ci în lungul unei linii sinuoase, cum se vede la Morteni, Puntea de Greci și Petrești Croitori, unde ea trece puțin mai spre vest. Văile radiare principale sînt destul de adînci la periferia conului-deltă, cu lunci și terase locale, iar luturile argiloase, pe care s-au format solurile, favorizează stagnările periodice ale apelor din precipitații la nivelul interfluviilor. Eroziunea în adîncime și laterală de mal este destul de activă, ca și transporturile locale de pietrișuri și nisipuri de către torenți din cuprinsul versanților.

Terasele în evantai și trepte, descrise în amănunt de I. B o c i o a c ă (1975)[1], ce se succed de la vest spre est dau acestei cîmpii piemontane în cuprinsul orașului Pitești aspectul unui mare amfiteatru cu fața spre versantul abrupt al Piemontului Cîndești, ocupat de terasele artificiale ale renumitelor podgorii de la Ștefănești.

2. REGIUNEA DINTRE ARGEȘ ȘI BUZĂU

Aceasta este mai variată, la aspectul piemontan adăugîndu-se și cel de divagare, ca efect al dublei mișcări de ridicare și de coborîre a întregii zone pericolinare, așa cum de altfel indică distribuția spațială a unităților piemontane și de subsidență, ca și activitatea rețelei hidrografice și depozitele analizate mai departe. Forajele cu adîncime mai mare (planșa I) arată succesiunile litologice care încep cu forajele de la localitățile Picior de Munte și Ploiești, cu stratificație ritmică de nisipuri și pietrișuri cu multe intercalații argiloase sau marnoase. În mod deosebit atrage atenția forajul de la Crîngul lui Bot (vest Ploiești), cu adîncime de 160 m prin complexul roșu constituit din intercalații de pietrișuri cu nisipuri și argile, sub care se află un complex marnos nisipos, probabil levantin (planșa I). Cel mai adînc este forajul de la Aricești (322,50 m), dominat de complexul marnos-nisipos din bază.

Cîmpiile piemontane din această regiune sînt situate în cel mai mare golf pericolinar, rezultat al acțiunii complexe de eroziune și acumulare a Dîmboviței, Ialomiței și Prahovei, fiind cunoscute sub denumirea de *cîmpiile Tîrgoviștei și Ploieștilor*. Acestea sînt situate la două nivele diferite, așa cum arată cele patru valuri de relief, începînd cu Pintenul Picior de Munte, însoțit de terasele în evantai de pe partea dreaptă a Dîmboviței, descrise de N. M. P o p p

[1] Numărul mare al teraselor piemontane ale Argeșului este explicat de autorul amintit, prin prezența anticlinalului de la Oarja, sub influența căruia partea nordică a acestei cîmpii s-a ridicat treptat. Este vorba de terasele (T 1—T 7). Despre aceleași terase s-a ocupat A l e x. B r ă i l e a n u (1974) care a adus importante precizări cronologice, mai ales pentru terasa a II-a, care aparține pleistocenului mediu (lucrare în manuscris).

(1938) şi continuînd cu cîmpia piemontană joasă a Tîrgoviştei, rezultată din juxtapunerea conurilor de dejecţie ale Dîmboviţei şi Ialomiţei pînă în cuprinsul luncilor actuale.

Mai departe, urmează Pintenul Măgurii sau Cîmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce, intens fragmentată şi atacată de eroziune torenţială şi de procese gravitaţionale. Acest pinten cu aspect colinar este dominat de măgurile mai înalte ale celor două anticlinale (Mărgineni şi Bucşani) şi el limitează clar una din cele mai tipice cîmpii piemontane terasate, Ploieşti, a cărei litologie şi stratigrafie au fost descrise în partea întîi (fig. 84), ca şi microrelieful de gorgane.

Interesantă este evoluţia Cricovului Dulce care taie transversal prin două mici defilee Pintenul Măgurii la localităţile Postîrnaca şi Tinosu, formate prin eroziune laterală şi deversare prin şeile create în timpul apelor mari, ca şi contactul Cîmpiei Ploieştilor cu zona subcarpatică a dealurilor Ţintea şi Bucovel. Evoluţia Teleajenului spre Cricovul Sărat, a Prahovei spre Teleajenul inferior, a Cricovului Dulce prin nordul Pintenului Măgurii spre Prahova şi apoi spre Ialomiţa, a Dîmboviţei spre Ialomiţa în sectorul Tîrgovişte[1], toate aceste schimbări s-au efectuat sub influenţa predominantă a proceselor de acumulare, prin dinamica conurilor de dejecţie şi a mişcărilor tectonice locale. Ca şi în Cîmpia Piteştilor, caracterul de falsă cîmpie tectonică este evident, datorită cutelor subcarpatice, acoperite cu depozite aluvio-proluviale. În cazul celor două măguri, Bucşani şi Mărgineni, cu caracter de anticlinale, acestea s-au ridicat pînă la suprafaţă, concomitent cu acumularea depozitelor piemontane, iar în prezent ele sînt erodate de agenţii externi.

Cîmpia de divagare dintre Argeş şi Teleajen se înscrie pe axul sinclinalului neotectonic intens faliat şi cu numeroase structuri de hidrocarburi. Ea începe cu partea cea mai întinsă din triunghiul Titu—Răcari—Brezoaiele, de unde se ramifică cele trei culoare radiare de lunci, în NV spre Piteşti, în NE spre Cojasca şi în SE spre Domneşti. Influenţată probabil şi de unele fracturi de fundament, cum este cea dintre Titu şi Potlogi, semnalată la suprafaţă de către G. V â l s a n (1915)[2]. De la Cojasca spre Tăriceni şi Puchenii Moşneni, cîmpia de divagare are aspectul unui culoar îngust, limitat de cîmpia loessică a Vlăsiei şi de Pintenul Măgurii, printre care curgea iniţial Ialomiţa, ce se unea cu Prahova în amont de localitatea Gherghiţa (fig. 84). Ca toate luncile, cîmpia de divagare se caracterizează sub raport granulometric prin nisipuri simple sau argiloase, şi argile nisipoase, ca şi prin stagnări periodice ale apelor din inundaţii, care produc exces de umiditate specific fundurilor de văi. Analiza forajelor din această zonă de divagare scoate în evidenţă prezenţa depozitelor piemontane ritmice în bază şi chiar prezenţa unor orizonturi de loess intercalate între pietrişuri sau acoperite de aluviuni recente, aşa cum se vede din planşa a II-a, în profilele de la Costeştii din Deal, Sălcuţa, Răcari, Slobozia Moară, Tăriceni, Puchenii Moşneni, Dobra, Bilciureşti, Cojasca, Tărtăşeşti etc. Sînt cunoscute aici numeroase structuri petrolifere.

3. CÎMPIA MIZIL—BUZĂU

Ea constituie zona de contact a Cîmpiei Române cu Subcarpaţii dintre văile Teleajen şi Buzău, unde apare o mare convergenţă hidrografică (A. C. B a n u, 1967), mărginită lateral de două mari conuri de dejecţie — Prahova—Teleajen,

[1] Vezi A. C. B a n u (1967).
[2] Vezi confirmarea mai exactă în falia Răcari-Videle din harta tectonică a R. S. România.

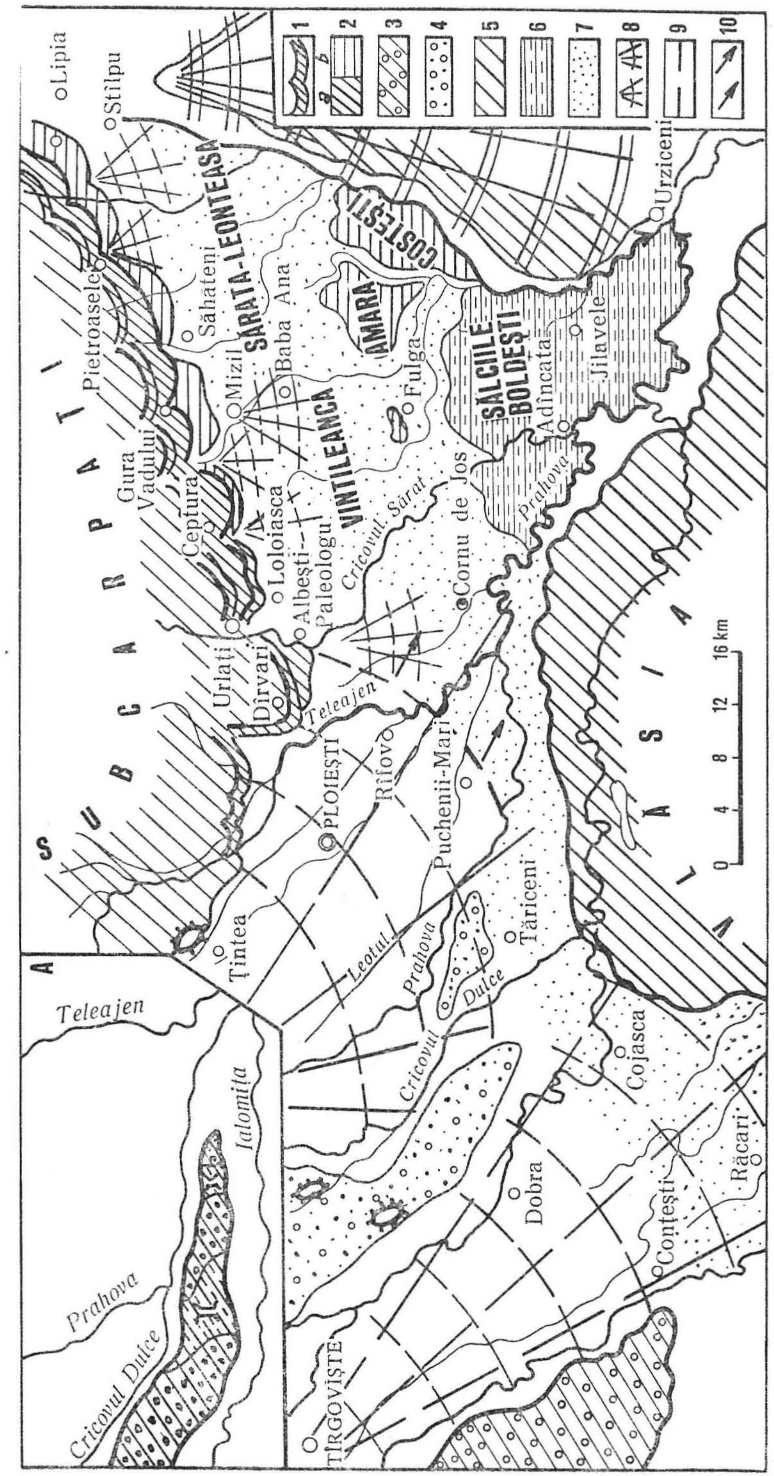


Fig. 84 — Zona de divagare dintre Argeş şi Buzău:
1 — limita cu Subcarpaţii; *2* — cîmpia Subcolinară dintre Teleajen şi Lipia cu cele două trepte (*a* — terasa subcolinară de abraziune; *b* — glacis subcolinar); *3* — cîmpia terasată Picior de Munte; *4* — Pintenul Măgurii; *5* — cîmpiile loessice marginale; *6* — cîmpii de tranziţie; *7* — zona de divagare; *8* — diferite generaţii de conuri aluvionare; *9* — limita generală a conului Prahovei; *10* — prelungirea conului Prahovei pînă la Cricovul Sărat. În A un detaliu — Pintenul Măgurii în forma iniţială cu formarea şeilor prin care Prahova şi Cricovul Dulce şi-au deversat apele spre Ialomiţa

în vest şi Buzău, în est. Forajele de adîncime mai mare, cum sînt cele de la Valea Călugărească, Mizil şi Buzău (planşa I) indică aceeaşi alternanţă de pietrişuri, nisipuri, argile şi mai rar marne, pe primul plan spre suprafaţă stînd depozitele piemontane, iar în bază, cele fluvio-lacustre.

Aici se găsesc mai multe trepte piemontane, *prima* cu altitudine de 150—160 m; şi care este de fapt, terasa litorală a lacului pleistocen mediu, acoperită cu deluvii groase care-i dă aspectul unui glacis pericolinar îngust şi continuu, situat între văile Teleajen şi Buzău, corespunzător în schiţa lui N. F l o r e a ş.a. (1954) prin fîşia însemnată cu T. Această treaptă este pusă în evidenţă şi hidrogeologic prin fîşia de izofreate paralele, cu valori între 110 şi 150 m, care se pot urmări în sudul localităţilor Ceptura—Perşunari—Pietroasele—Gura Sărăţii—Mereni (după schiţa lui N. F l o r e a ş.a., 1954).

A doua treaptă, socotită tot ca un glacis, dispus însă la periferia terasei lacustre are acelaşi aspect de glacis şi ea face trecerea spre cîmpia joasă, de divagare, fragmentată de numeroase văi torenţiale cu izvoarele în Subcarpaţi (G — în schiţa amintită) ale căror ape depun aluviunile sub formă de conuri, mai vechi sau mai noi şi care pătrund succesiv în interiorul cîmpiei de divagare (fig. 84). Aceasta din urmă este reprezentată destul de clar prin cîmpiile joase Colceagu—Vintileanca şi Sărata—Leoteasca, cu ape freatice la adîncimi mici (1—5 m), mărginite la exterior de o serie de cîmpuri loessice şi ele destul de coborîte (Sălciile—Boldeşti, Amara şi Limpezişu—Costeşti), care fac trecerea spre cîmpiile loessice din apropierea lor (Gherghiţa—Maia şi Bărăganul de Mijloc).

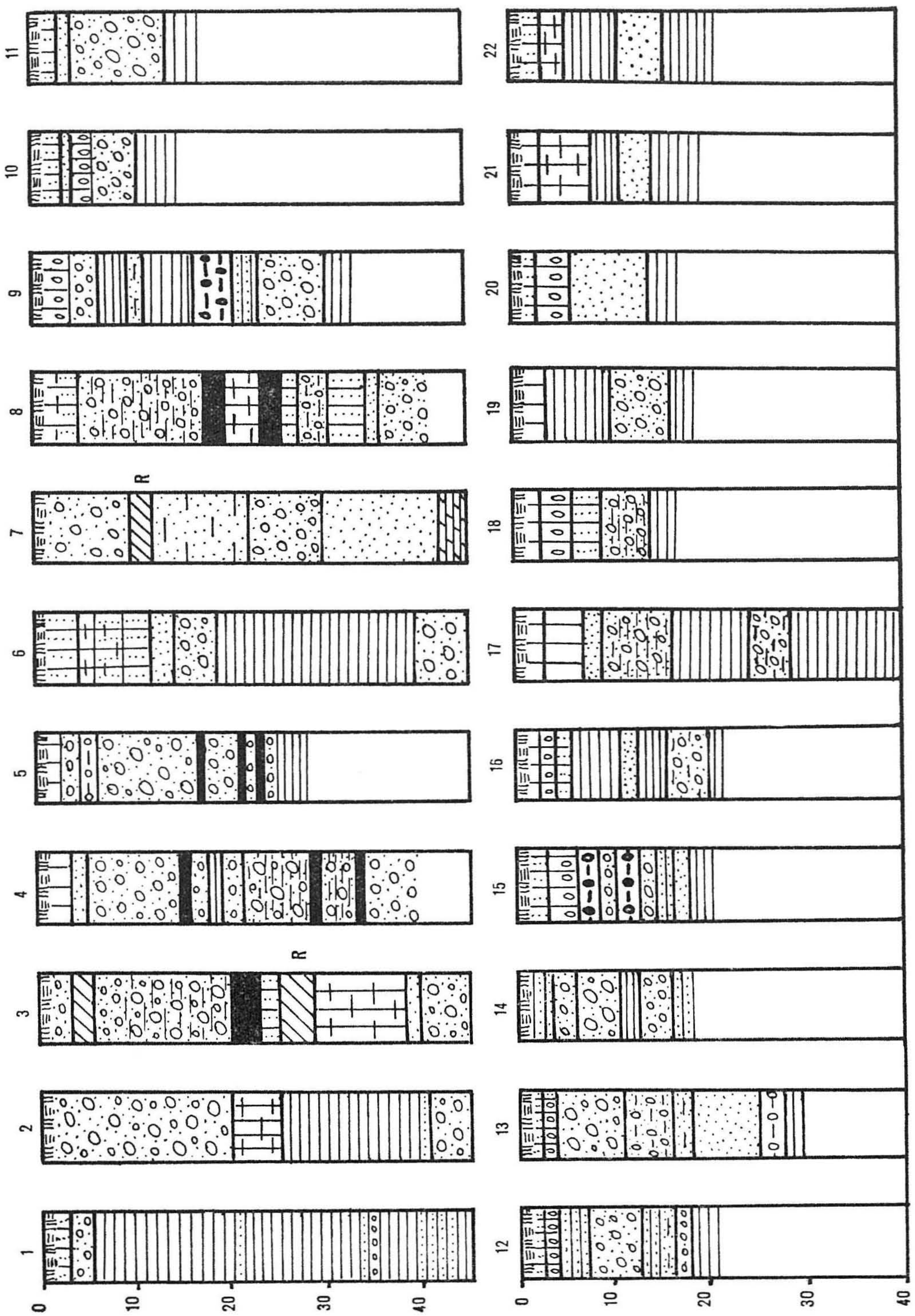
Caracterul depresionar al acestei regiuni este scos în evidenţă nu numai de convergenţa hidrografiei din sectorul Boldeşti, ci şi de adîncimea mică a structurilor freatice, alături de care se adaugă şi bogăţia în săruri, mai ales în bazinul Sărăţii, de unde-i vine şi denumirea. Sub raport practic-aplicativ, această regiune de divagare ridică probleme mult mai complexe, legate atît de excesul de umiditate, condiţionat de morfologie şi hidrografie, cît şi de prezenţa sărurilor de provenienţă subcarpatică prin intermediul apelor subterane şi de suprafaţă. Sub acest aspect, de prezenţa marelui con de dejecţie al Buzăului al cărui vîrf se află pe interfluviul Sărata—Călmăţui (între localităţile Stîlpu şi Lipia) sînt legate o serie de probleme de hidrogeologie (sărăturile din bazinele Sărata şi Călmăţui, inundaţiile de pe interfluviul Călmăţui—Ialomiţa din sectorul Pogoanele) şi altele.

Analiza forajelor de mică adîncime, cum sînt cele de la Dîrvari, Radila, Rîfov, Cornu de Jos, Belciug, Cioceni, Hatcărău şi Ciorani, indică prin orizontul de bolovănişuri şi pietrişuri cu grosimi de 5—10 m prezenţa conului de dejecţie al Teleajenului, ca o prelungire a conului Prahovei, după cum forajul de la Stîlpu şi altele arată prezenţa celuilalt con mare din partea opusă, conul Buzăului, expus mai departe (planşa I) şi care aparţine Cîmpiei Buzăului.

Forajele din localităţile Parepa Ruşani, Baba Ana, Vintileanca, Şchiopoaia, Găgeni şi altele indică sub un orizont subţire de loess prezenţa nisipurilor şi argilelor, iar forajele de la Fulga, Sălciile şi Jilavele arată orizonturi de loess cu grosimi mai mari, de 3—8 m.

B. REGIUNILE INTERIOARE

Prin poziţia lor imediat la periferia unităţilor precedente, la marginea zonei de subsidenţă, cazul regiunii Vlăsia sau imediat în continuarea celor piemon-



Planşa I (1—22) — Foraje în cîmpiile piemontane şi de divagare dintre Argeş şi Buzău

tane, cazul cîmpiilor Boianu—Burdea—Videle, acestea reflectă o legătură foarte strînsă cu cele învecinate și de care se disting mai ales prin predominarea cuverturii de loess și a clastocarstului sufozional.

Cîmpiile de mai sus sînt separate între ele prin zona de divagare Titu—Răcari—Brezoaiele, care se continuă spre SE prin larga luncă Sabar—Argeș, atașată Vlăsiei.

1. CÎMPIA VLĂSIEI

Aceasta se întinde între văile Prahovei în nord și Argeș—Dîmbovița în sud, ea fiind din punct de vedere genetic o continuare spre sud a conurilor de dejecție comune ale Ialomiței în cuprinsul Vlăsiei nordice (Cîmpia Snagovului) și Dîmboviței, în Vlăsia de sud (Cîmpia Bucureștilor), acoperite cu loess a cărui grosime crește spre sud și est (planșa a II-a și profilele din fig. 11 A). Pe latura de nord, Vlăsia este traversată de la vest la est printr-un *mic defileu loessic*, format prin deversarea apelor Ialomiței în mici depresiuni clastocarstice (vezi fig. 62). Tot în acest fel a pătruns și Dîmbovița pe actualul traseu și care făcea albie comună cu Argeșul într-o vale de tip Pasărea, în pleistocenul superior sau în holocen. Pentru latura sudică a Vlăsiei, valea Dîmboviței constituie axa hidrografică principală, pe care se află Capitala țării și de care ne ocupăm în mod special în microregiunea sau zona București. Sub raport litologic și tectonic, Vlăsia reprezintă o continuare a regiunilor piemontane, dar unde loessul are grosimi mai mari. Structurile cu zăcăminte de hidrocarburi se prelungesc mult la sud (Periș, Grădinari), care confirmă caracterul de falsă cîmpie tectonică și aici.

a) **Cîmpia Snagovului** iese în evidență prin sistemul de lacuri de tip liman fluviatil (Bălteni, Snagov, Căldărușani), ca și prin cîmpul mai jos, de loess Potigrafu—Gherghița—Maia dintre Prahova și Ialomița, apoi cîmpul mai înalt dintre Crevedia—Otopeni și Bărcănești, situat între valea Ialomiței—bazinul Dîmboviței și o linie ce pornește de la Fundulea prin Goștilele și Drăgoești spre Bărcănești, incluzînd astfel bazinul hidrografic superior al Mostiștei. În această cîmpie au avut loc importante schimbări în textura hidrografiei expuse în partea întîi. Pentru detalii — clasto-carst și profile geologice se va vedea lucrarea noastră (P. C o t e ț, 1965).

b) **Cîmpia Bucureștilor** reprezintă partea de sud, sud-vest, care aparține sub raport hidrografic celor două bazine confluente — Dîmbovița și Argeș, dominate de versantul stîng mai înalt al Argeșului. Axa morfohidrografică a acestei cîmpii o constituie valea Dîmboviței, mărginită spre N, NE de cîmpul Mogoșoaia—Băneasa și în sud, sud-vest de cîmpul Chiajna—Berceni (conturat de V. M i h ă i l e s c u, 1924 sub denumirea de cîmpul Cîlnăului), încins la exterior de cîmpia aluvială Domnești—Budești, o luncă largă și bogată, cunoscută sub denumirea de lunca Argeș-Sabar, o terasă joasă, în formare.

Însoțită de mici terase pe partea stîngă, mai ales începînd de la Vidra și pînă la Herăști, ea este însoțită de numeroase albii părăsite și soluri aluviale destul de evoluate. În cuprinsul Capitalei, valea Dîmboviței prezintă pseudoterase locale pe partea stîngă cu dezvoltare în evantai, descrise de autor (P. C o t e ț 1963). Versantul drept și abrupt, lunca largă și mulțimea grădiștilor, mai ales în cuprinsul Bucureștilor constituie caracterele principale ale acestei văi care are terase întinse pe partea stîngă în Cîmpia Mostiștei. Pe partea dreaptă, Dîmbovița prezintă un singur petic de terasă, în dreptul localității Bălăceanca.

Spre deosebire de Cîmpia Snagovului, cu văi puțin adîncite și unde loessul are grosimi mai mici, iar tasările sînt foarte numeroase și întinse, Cîmpia Bucureștilor, nelipsită de clastocarst sufozional, dar și cu văi mai adînci și cîmpuri mai înalte, se impune în morfologie printr-o mai mare varietate, după cum Cîmpia Snagovului se impune prin hidrografia și pădurile ei mai bogate. Diferența între acestea se vede și în problemele cu privire la excesul de umiditate, legat de interfluvii, mai extins în Cîmpia Snagovului, datorită tasărilor sufozionale mai mari. Zona cu cele mai importante probleme sub acest aspect se află la contactul dintre cele două cîmpii, pe cumpăna apelor dintre cele trei bazine hidrografice (Ialomița, Mostiștea și Dîmbovița), unde în perioada 1969—1972 au existat întinse terenuri afectate de umezire freatică excesivă și pînă la slabă.

Analiza forajelor de mică adîncime. Numărul acestora este destul de mare și din care sînt redate numai cîteva (planșa a II-a). Cele de adîncime mai mare sînt expuse mai departe în microregiunea București. Forajele din partea de vest și nord-vest din Cîmpia Snagovului, cum sînt cele de la Coșereni, Olarii Vechi (lîngă Gherghița), Brătulești, Flămînzeni, Vlăsia, Băneasa, Afumați, Fundeni și altele, indică faptul că depozitele loessice cresc în grosime de la nord și nord-vest spre sud și sud-est în Cîmpia Snagovului. La Coșereni și Olarii Vechi, ele au numai 8—10 m, la Vlăsia, Brătulești, Flămînzeni și Afumați ajung la 20 m, iar la Băneasa și Fundeni depășesc 25 m.

Cel mai interesant dintre foraje este cel de la Fundeni, situat la trecerea spre Bărăganul de sud, unde loessul, destul de nisipos, are numeroase intercalații de argile (probabil soluri fosile) cu concrețiuni calcaroase și chiar nisipuri în bază. În partea de sud, în Cîmpia Bucureștilor spre sud-vest și sud-est, la Popești Leordeni, Postăvari, Gruiu, Măgurele etc. grosimea loessului scade din nou, ea avînd 8—15 m.

Pentru depozitele pe care stă loessul (nisipuri, argile nisipoase și argile) se observă o alternanță a acestora și mai rar prezența pietrișurilor. La adîncimi de 40—50 m apar și marne cu intercalații de nisipuri, cum este cazul la Băneasa sau la Dimieni, unde predomină argilele. De asemenea este de reținut faptul că nu lipsesc orizonturile de argile cafenii sau roșcate din cuprinsul loessului, precum și prezența unor orizonturi de argile roșcate din cuprinsul pietrișurilor, asemănătoare cu cele piemontane, fapt care confirmă existența conului aluvionar al Dîmboviței pe care stă Capitala țării (P. C o t e ț, 1963).

Microregiunea Capitalei poate fi considerată, fie într-un sens restrîns pînă la centura de cale ferată (fig. 81), fie într-un sens mai larg, orașul și comunele suburbane. În cele ce urmează ne referim la ambele sensuri pentru forajele de adîncime mai mare, iar ca morfologie și depozite ale subsolului acesteia îi acordăm sensul restrîns (fig. 85).

Depozitele cuaternare din subsolul Capitalei au făcut obiectul unui studiu special, publicat de E. L i t e a n u (1952), care a stabilit trei complexe litologice și stratigrafice: *superior* (pleistocen superior) cu grosime de 20—30 m, constituit din alternanțe de loess, pietrișuri și nisipuri; *mediu*, format din depozite marno-argiloase cu grosime de 50—100 m și *inferior* (pleistocen inferior) cu grosime de 100—170 m, constituit în general din nisipuri și pietrișuri, dar separat prin cele două intercalații de marne și argile în trei orizonturi (A, B, C), după care urmează levantinul. Deci în total pleistocenul ar avea, după autorul citat, 250—300 m. Analiza cîtorva din forajele mai adînci executate în ultimii 10—15 ani în jurul Capitalei la Danubiana (F 1, 2, 3) I.F.A. Măgurele (F 1), Jilava (F 1), Berceni (F 1, F 2) și Bragadiru (F 1—F 3)



Fig. 85 — Relieful microregiunii Bucureşti pînă la centura de cale ferată:
1 — văile principale cu luncile lor; *2* — terase în valea Dîmboviţei (*a* — existente; *b* — presupuse); *3* — terase în valea Colentinei; *4* — microrelief de grădişti (*a* — Chiajna; *b* — Giuleşti; *c* — Haşdeu; *d* — Arhivele Statului; *e* — Dealul Mitropoliei; *f* — Radu Vodă; *g* — Troiţa; *h* — 9 Mai; *i* — Căţelu; *j* — Victoria Muncii, *k* — Plumbuita; *l* — Cetăţii; *m* — Dobroeşti, *n* — Pantelimon); *5* — lacuri; *6* — lacuri cu grădişti interioare; *7* — cîmpurile înalte şi netede

ne-au permis să schiţăm următoarele complexe: *complexul de Pantelimon* (Bucureşti), constituit din depozite ritmice (loessice în alternanţă cu pietrişuri) care aparţin conului de dejecţie al Dîmboviţei, cu grosime de 25—30 m; *complexul de Mostiştea*[1] constituit din nisipuri, argile şi marne, care ajunge pînă la adîncimea de 45—50 m (mai rar între 60—70 m); *complexul de Uzunu — marnos-*

[1] Trecerea de la acest complex la *depozitele de Brăila*, Tiraspol, ca în cazul forajului de la Brăila, n-a putut fi sesizată aici.

nisipos, ce ajunge la 80—90 m adîncime şi chiar 100 m, fosilifer şi în continuitate de sedimentare cu ultimul complex — stratele de Frăteşti, psamo-psefitic, care depăşeşte 100 m adîncime, ajungînd uneori la 123—130 m. În forajul F 2 de la Bragadiru şi anume în orizontul de nisipuri fine cenuşii-gălbui, slab argiloase, a fost determinată de N. M a c a r o v i c i (1968), prezenţa lui *Unio sturi* Höernes, care împreună cu pietrişurile de sub ele, indică baza pleistocenului. De asemenea, în forajul I de la Bragadiru, în orizontul A, a fost semnalat lemn silicifiat în curs de carbonizare şi fragmente de *Psilunio sculptus* Brusina, *Hydrobia grandis* Cobălcescu, *Neritina* sp., care indică după N. M a c a r o v i c i, levantinul care se întîlneşte şi mai jos la 181—193 m în orizontul C, unde au fost determinate: *Viviparus* sp., mulaj intern, *Unio* sp., fragmente, *Tylopoma* sp., fragmente, *Melanopsis esperoides* Sabba, *Valvata piscinalis* Müll., *Lithogyphus neumayri* Brusina.[1]

În afară de importanţa stratigrafică pe care o are pentru întreaga Cîmpie Română relevăm rolul ce revine din punct de vedere neotectonic faliei Cîlniştei, în lungul căreia orizonturile de Frăteşti şi Uzunu, care se găsesc la zi în Burnaz, cad spre nord în zona Bucureşti, la adîncime de ±100 m. Pe baza celor de mai sus se impune o revizuire a datelor mai vechi, în legătură cu originea fluvio-lacustră, grosimea pleistocenului şi baza lui. Alte date din forajele de adîncime mai mari sînt cele de la Buftea, Brăneşti, Baloteşti, Crevedia, Chitila, 30 Decembrie, Fundulea etc., din care au fost alese cîteva mai caracteristice (planşa a II-a).

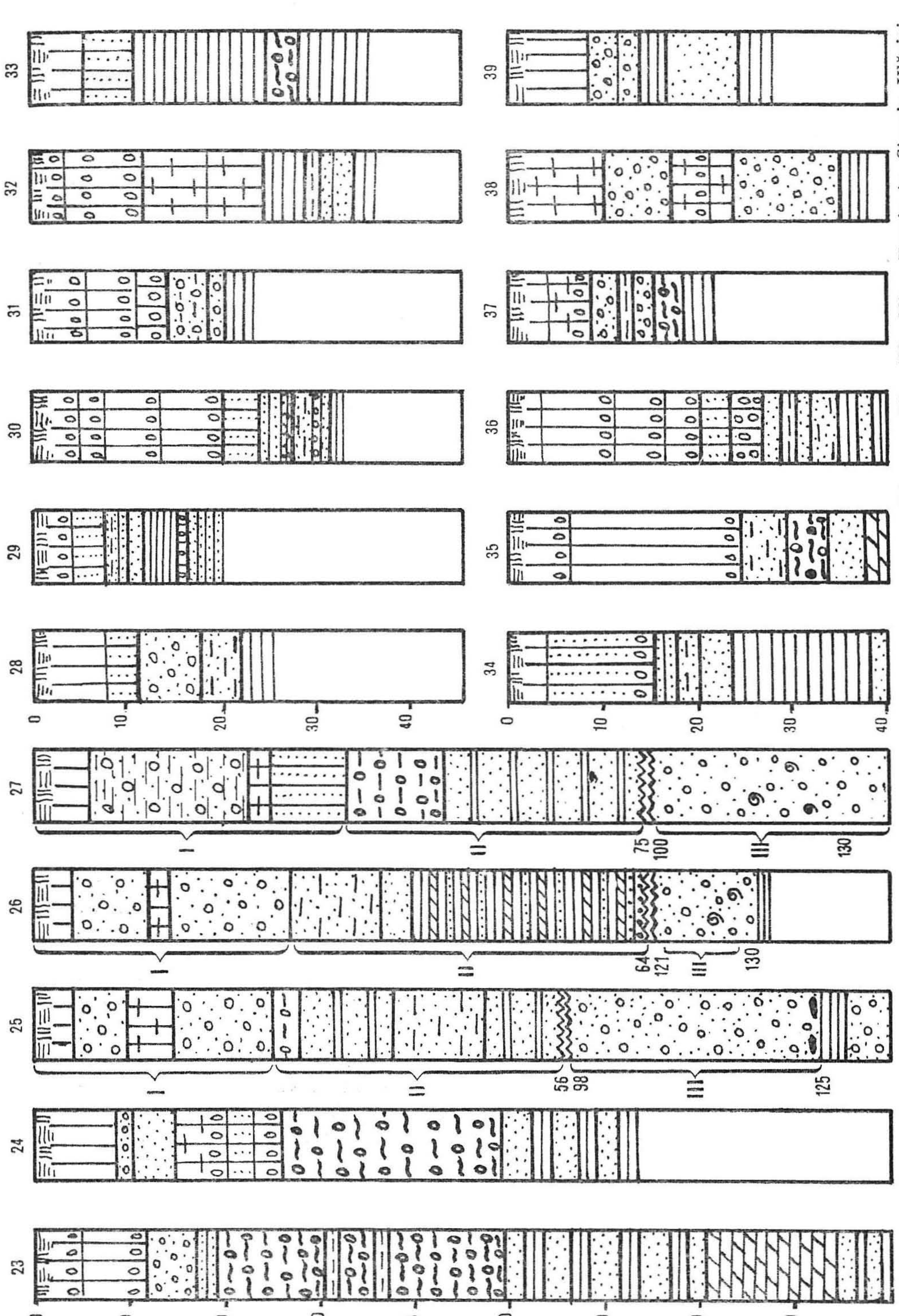
Din cele expuse cu privire la Cîmpia Vlăsiei rezultă că deşi nu este prea extinsă, ea prezintă probleme de ordin ştiinţific şi aplicativ destul de variate, iar prin poziţia ei geografică, Vlăsia face trecerea atît între regiunile nordice (piemontane şi de subsidenţă) şi cele sudice (dunărene), cît şi între cele mai vestice de tip Boianu-Burdea (mai fragmentate) şi cîmpiile tabulare, de tip Bărăgan, expuse în capitolul următor.

2. CÎMPIA GĂVANU—BURDEA (BOIANU—BURDEA—VIDELE)

După denumirea clasică, aceasta ocupă o suprafaţă destul de mare între Argeş şi Olt, ea fiind o continuare directă a Vlăsiei spre vest şi care spre sud se opreşte tot la linia morfotectonică a Cîlniştei cu direcţie vest-est. Ea se caracterizează prin paralelismul văilor şi interfluviilor, adîncimea mai accentuată a văilor, care creşte de la est la vest şi de la nord la sud, alături de prezenţa a numeroase sectoare cu meandre adîncite, a teraselor fluviatile pe văile mai mari (Vedea şi Teleorman, Glavacioc şi Neajlov) etc.

Cîmpia Găvanu—Burdea trebuie privită sub raport genetic ca o continuare directă a cîmpiilor piemontane înalte din nord (Slatina—Spineni şi Piteşti) care se prelungesc lin spre sud pînă în axa Cîlniştei. Această cîmpie este constituită din mai multe conuri-deltă dintre care cel mai important este conul-deltă al Argeşului, ce ajunge spre vest pînă în valea Vedei, axa lui constituind-o valea Teleormanului. Aripa estică a acestui con-deltă înclină uşor spre est în zona de contact cu cîmpia de divagare Titu—Răcari—Brezoaiele. Pentru latura vestică a Cîmpiei Găvanu-Burdea nu este străin nici aportul Oltului. Denumirea clasică dată de G. V â l s a n (1915) nu mai corespunde astăzi şi ea poate fi înlocuită prin trei regiuni geomorfologice — *Cîmpia Boianu*, situată între versantul abrupt al Oltului şi valea Vedea, *Cîmpia Burdea*, cuprinsă între

[1] Mulţumim pe această cale, profesorului dr. docent N. M a c a r o v i c i, pentru aceste determinări, ca şi lui D. B ă l u ţ ă, care ne-a pus la dispoziţie acest preţios material paleontologic.



Planșa a-II-a (23–39) — Foraje în Cîmpia Vlăsiei

văile Vedea și Teleorman și *Cîmpia Videle* sau *Glavaciocului*[1], între Teleorman și Argeș, de forma unui trapez și cu văi orientate de la NV spre SE. În sens mai general și în raport cu valea cea mai centrală s-ar putea distinge numai două regiuni — *Drăgănești - Olt—Roșiori* și *Cartojani—Videle* ce se pot utiliza în diferite lucrări de sistematizări regionale.

Privită în sens longitudinal, în raport cu linia mediană Drăgănești-Olt—Tirișneag—Ciorani—Ciuperceni—Baciu—Ogrezeni, se pot separa două fîșii — *una nordică* cu o fragmentare mai mică și *alta sudică* cu o densitate de văi mai mare, datorită unei generații mai tinere, dar și cu loess mai gros și crovuri mai numeroase. *Prima* ar putea fi denumită *Cîmpia Radomirești—Tătărăști—Crevedia* cu mai multe afinități specifice cîmpiilor înalte din nord, și *a doua*, *Cîmpia Radomirești—Roșiori—Videle—Adunații Copăceni*, legată mai mult de Burnaz și de Vlăsia.

Puțin cunoscută pînă în prezent sub raport genetic și cronologic, cîmpia interioară Olt-Argeș merită un studiu de detaliu, în care concepția exprimată aici ca unitate fluvio-lacustră de vîrstă villafranchiană, cu trecere spre SE la pleistocenul mediu, să fie mai bine lămurită.

a) **Cîmpia Boianu** este dominată de hidrografia afluenților Oltului, prin pîraiele Dîrjovul și Iminogul, ca și de bazinul superior al Călmățuiului de Teleorman, iar crovurile ocupate de lacuri sînt destul de numeroase. Terasele locale și lunca apar mai ales în lungul văilor Dîrjovului și Iminogului, iar meandrele încătușate, în bazinul Călmățuiului.

b) **Cîmpia Burdea,** denumire dată după afluentul principal al Vedei și care taie adînc ca și Valea Cîinelui această regiune, este mărginită de cele două rîuri gemene cu văi largi, lunci și terase destul de bine dezvoltate.

c) **Cîmpia Videle** este regiunea cea mai întinsă și are trei văi mari — Glavacioc, Neajlov și Dîmbovnic, ultima fiind afluentă celui de-al doilea rîu. Legătura strînsă cu Cîmpia Piteștilor este cît se poate de clară în acest caz. Lățimea mai mare a interfluviilor din partea de sud corespunde cu dezvoltarea mai mare a crovurilor, ca și cu cea a teraselor din cursul inferior al rîurilor Glavacioc și Neajlov. Trebuie remarcată aici și valea Cîlniștei în amont de Naipu, cu meandre încătușate aproape unghiulare și cu mici terase locale, unele cu caracter eroziv-structural.

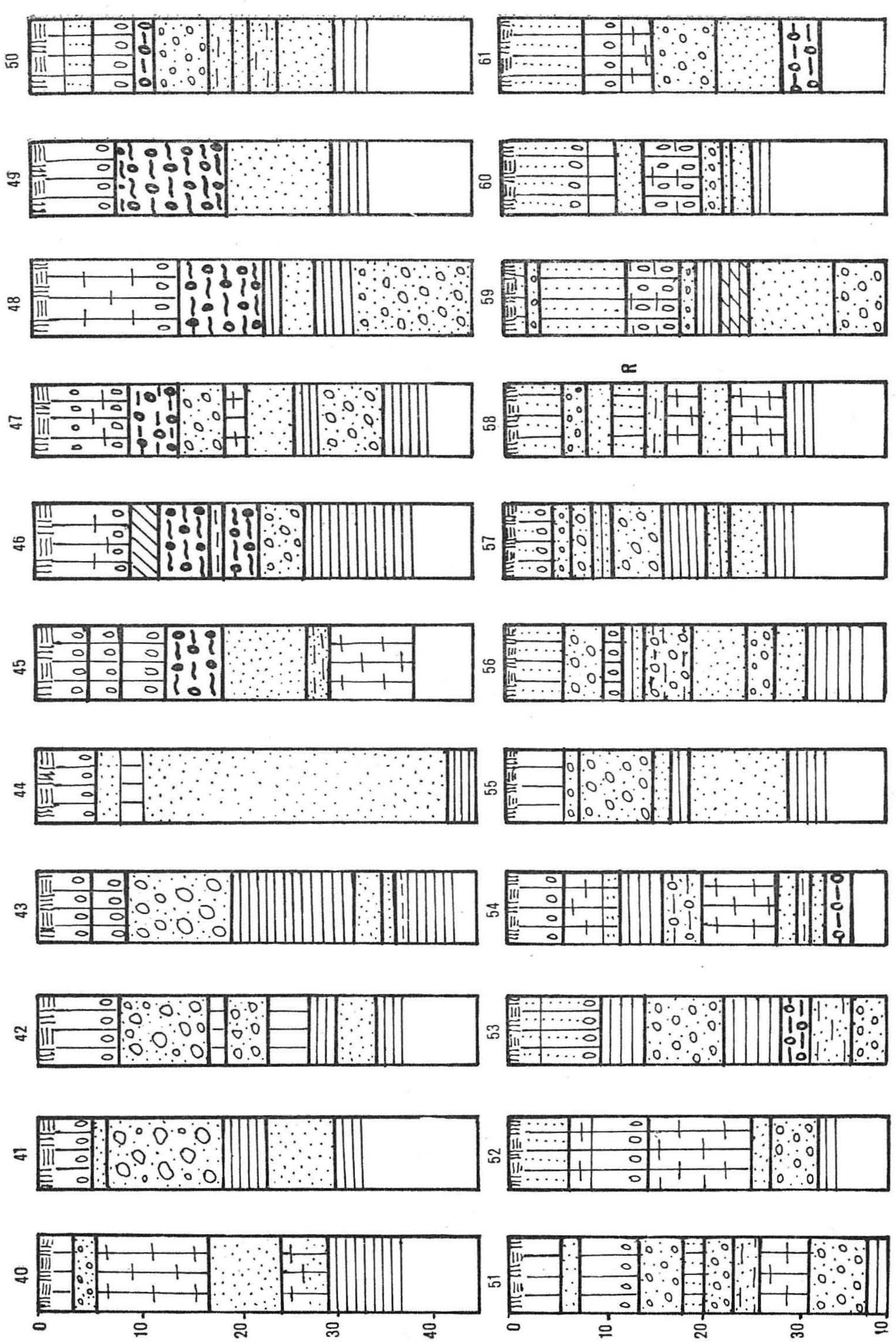
Toate aceste unități geomorfologice se găsesc situate la periferia și în continuarea cîmpiei piemontane a Piteștilor atît ca litologie și tectonică, cît și ca resurse ale subsolului. Sînt binecunoscute aici numeroase structuri de hidrocarburi (Videle, Cartojani, Preajba, Bălăria, Glavacioc și altele), care confirmă caracterul de *falsă cîmpie tectonică*, acoperită de o întinsă cuvertură piemontană pleistocenă.

Tot aici, în cuprinsul Cîmpiei Videle au fost depistate pe cale geofizică unele paleovăi fluviatile, cu delte sarmațiene și importanță pentru zăcămintele de hidrocarburi, cu direcție sud-nord, tăiate pînă la nivelul peneplenei valahe (D. P a r a s c h i v, 1975).

Desigur că în acest caz nu putem vorbi de un Paleoargeș cu orientare inversă cursului actual, ci mai degrabă de unele *canioane submarine*, formate la contactul uscat-mare, aceasta cu atît mai mult cu cît văile respective se adîncesc din ce în ce de la sud la nord, așa cum precizează autorul citat.

Forajele și analiza lor. Dintre forajele de adîncime mai mare putem aminti destul de puține, folosite în *Studiul hidrogeologic C.S.A.* (1967), cum sînt cele

[1] Într-o împărțire mai veche numeam această regiune, *Cîmpia Neajlovului* (P. C o t e ț, 1955), de care s-a ocupat apoi I. R ă d u l e s c u (1957).



Planşa a III-a (40—61) — Foraje în cîmpiile Piteşti—Boianu—Burdea—Videle (Găvanu-Burdea)

de la Costeşti şi Potcoava, Stoicăneşti, Radomireşti, Măldăeni, Roşiori de Vede, Siliştea, Băbăiţa, multe dintre ele depăşind seria depozitelor pleistocene ajung în depozitele fluvio-lacustre levantine (Costeşti, Potcoava, Măldăeni, Roşiori de Vede), ţinînd seama de forajele de la Roşiori de Vede, unde levantinul se află la mică adîncime sub depozitele aluvionare ale rîului Vedea (vezi partea I şi planşa a III-a). Pentru restul forajelor, care, în general, străpung cuvertura pleistocenă, rezultă prezenţa celor trei complexe litologice cu extindere generală (loessic, marnos-calcaros şi psamo-psefitic de Frăteşti), aşa cum se vede din planşa a IV-a. În multe cazuri, separarea celor două complexe litologice superioare (loessic şi marnos-calcaros) este destul de grea din cauza datelor de foraj, lipsite de unele amănunte, mai ales în ce priveşte grosimea lor reală.

Din datele rezultate în urma analizei forajelor se vede că loessul şi depozitele loessice acoperă ca o cuvertură continuă cîmpiile Boianu—Burdea—Videle, cu grosimi variate între 8—20 m. Acest complex loessic scade în grosime spre nord în Cîmpia Piteşti şi spre est, în Cîmpia Videle, în apropierea zonei de divagare şi în plus, el se găseşte la diferite adîncimi ca intercalaţii ritmice în complexul psamo-psefitic, la fel ca şi în cîmpiile piemontane şi în cele de subsidenţă, descrise mai înainte. Acest fapt confirmă caracterul piemontan al acestor regiuni interioare, situate la periferia piemonturilor înalte Slatina—Spineni şi Piteşti.

Complexul loessic este constituit sub raport genetic atît din loess eolian, prăfos, cît şi din lehmuri roşcate, argilo-nisipoase, deluviale şi proluviale. Ambele serii cuprind intercalaţii de soluri fosile, cu concreţiuni calcaroase, mai bogate în cazul lehmurilor, legate genetic mai mult de substratul marnos-calcaros din bază, de aceea, separarea comp exului loessic este destul de greu de făcut.

Complexul argilos-marnos-calcaros, de obicei roşcat, ca şi cel din Burnaz, aparţine peste tot interfluviilor, el avînd o răspîndire generală şi grosimi pînă la 20—30 m. În cuprinsul acestuia apar slabe intercalaţii de nisipuri sau pietrişuri mărunte. Originea lacustro-mlăştinoasă cu influenţe de tip subtropical este confirmată de stratificaţia orizontală şi de bogăţia în calcar, corespunzătoare fazei de stingere a lacului villafranchian. El ajunge spre nord la adîncimi mai mari pînă în cîmpiile piemontane înalte, aşa cum s-a văzut din profilul de la Coloneşti. Peste tot acest complex litologic este permeabil şi numai local semipermeabil.

Complexul deltaic, fluvio-lacustru, reprezentat aici prin depozite de Cîndeşti II (respectiv de Cotmeana sau Burdea) constă din bolovănişuri, pietrişuri, nisipuri (de obicei feruginoase), prezintă textură torenţială şi intercalaţii nisipoase sau marnoase, ca şi numeroase discordanţe locale, rezultate din variaţiile ţărmului în lungul căruia s-au format stratificaţiile torenţial-deltaice, care se poate urmări la diferite deschideri naturale (fig. 21), mai ales în versantul stîng al Oltului, unde apar intense procese gravitaţionale şi torenţiale.

În concluzie, reţinem varietatea mare a depozitelor de Frăteşti—Cîndeşti din Cîmpiile Boianu—Burdea—Videle, care se suprapun aceluiaşi tip de depozite fluvio-lacustre mai vechi, levantine ca o continuare directă a sedimentării plio-pleistocene.

Sub raport aplicativ, în legătură cu declanşarea proceselor de inundaţii din perioada 1969—1972, în aceste regiuni s-au produs puternice inundaţii pe văile Glavacioc, Dîmbovnic şi Neajlov, iar pe interfluvii, întinse umeziri pe solurile argilo-iluviale, care acoperă aproape toată suprafaţa acestor cîmpii dintre Olt şi Argeş, ca şi accentuarea eroziunii versanţilor. Pe latura sudică s-a resimţit şi influenţa ridicării nivelului freatic în sectoarele mai bogate în crovuri.

Analizat mai în amănunt pe baza forajelor din planşa a III-a, complexul argilo-marnos calcaros este destul de variat. Din forajele amintite este destul de greu de a aprecia dacă este vorba de un loess tipic, ci mai degrabă aici întîlnim peste tot un loess sau lut argilos, un lehm argilo-nisipos, bogat în concreţiuni calcaroase, uneori începînd chiar cu solul, aşa cum este cazul la localitatea Preajba, nord de Videle.

Marnele apar de obicei sub această argilă lutoasă, grea, situată la adîncimi variabile, în general sub 10 m şi ele au o dezvoltare mai mare pe latura sudică, în zona de contact cu Burnazul (forajele de la Măldăeni, Furculeşti, Văceni, Băbăiţa, Naipu, Prunaru, Cocoşu etc.). Grosimea lutului argilos scade spre nord, aşa cum se vede la localităţile Burdea, Fierbinţi, Glavacioc, Tătărăştii de Sus, ca şi spre E şi SE (Petreşti Croitori, Bucşani, Clejani etc.).

În legătură cu aceste depozite luto-argiloase şi marnoase se remarcă prezenţa unor cruste calcaroase, care ies în evidenţă în multe foraje dintre care accentuăm asupra celor de la Şerbăneştii de Jos, Tituleşti, Alimăneşti, Stoicăneşti, Mihăeşti, Radomireşti, Măldăeni, Siliştea, Văceşti, Băbăiţa, Cocoşu, Furculeşti etc. din care redăm o mică secţiune (fig. 86).

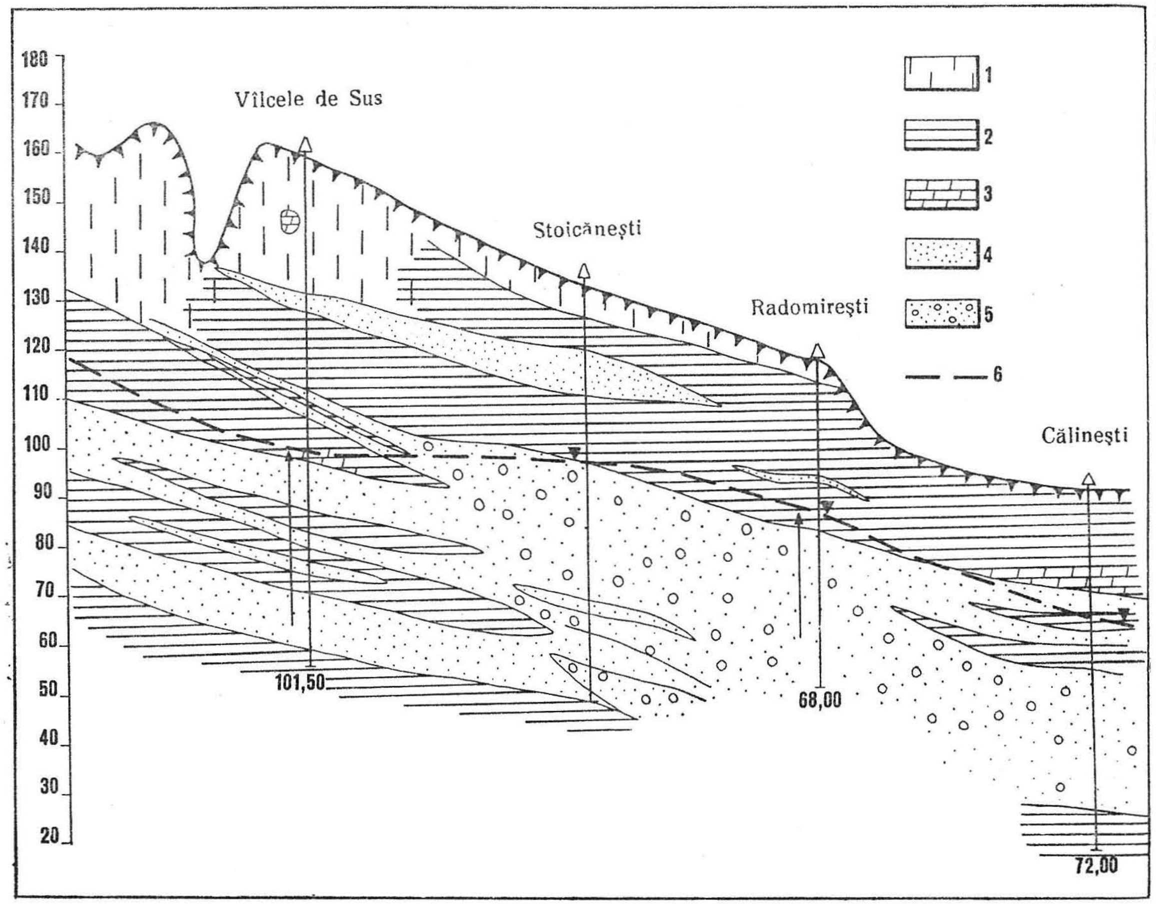


Fig. 86 — Secţiune geologică în Cîmpia Boianului (după I. C. S.P.):
1—depozite loessice; *2*—argile; *3*—marne; *4* — nisipuri; *5* — pietrişuri cu nisipuri; *6*—nivel piezometric

În toate forajele analizate se remarcă de asemenea succesiunea specifică cîmpiilor piemontane şi fluvio-lacustre, caracterizată prin alternanţe de argile, argile nisipoase, nisipuri argiloase, marne, pietrişuri şi bolovănişuri aproape peste tot, dar mai ales în forajele de la Stoicăneşti, Mihăeşti, Radomireşti, Siliştea, Văcăreşti, Albeşti, Galvacioc, Văceşti, Sîrbeni, Preajba, Ciupagea, Bucşani, Bîşcoveni, Cocoşu, Văceni etc., unde se constată clar înaintarea depozitelor piemontane din Cîmpia Piteştilor pînă în axa Cîlniştei. Peste tot se constată din aceste foraje hidrogeologice că această cuvertură piemontană stă pe un pat argilos sau marnos. Toate acestea scot la iveală caracterele cu totul noi ale acestei mari unităţi geomorfologice, care este Cîmpia Boianu-Burdea—Videle.

Vîrsta villafranchiană a depozitelor principale de aici este confirmată de numeroasele profile geologice în care au fost întîlnite resturi de *Archidiskodon meridionalis* Nesti, indicate în partea întîi. Tot ca încheiere se poate preciza că există şi porţiuni, mai ales în partea de nord, unde loessul stă peste depozitele de Cotmeana-Burdea.

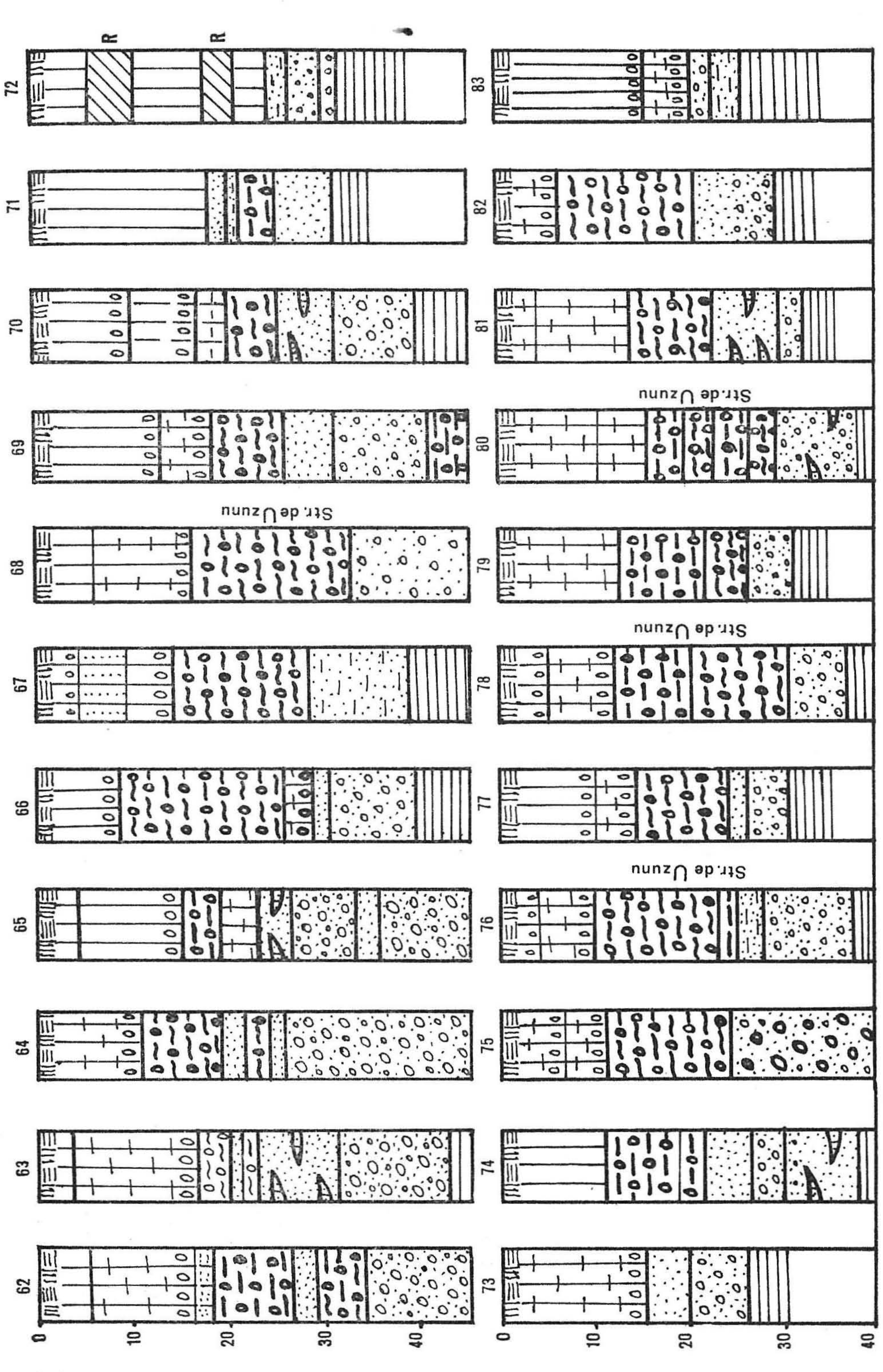
C. REGIUNILE MARGINALE DUNĂRENE

Din acest sector face parte numai Cîmpia Burnazului, care apare ca un tampon longitudinal între linia morfotectonică a Cîlniştei cu prelungirea ei spre vest şi albia Dunării, cu aceeaşi orientare de la vest la est şi care domină regiunile din jur mai joase, mai ales în regiunea estică, cu caracter evident peninsular. Acest caracter s-a conturat mai ales în timpul lacului pleistocen-mediu (faza Mindel-Riss). Aici predomină cîmpul înalt, cu înclinări locale spre nord între Olt şi Călmăţui sau cu o reţea hidrografică orientată de la sud la nord, în Burnazul estic.

Destul de numeroase şi restrînse ca suprafaţă sînt aici zonele semiendoreice, care apar aproape pe toate cumpenele de apă ale reţelei hidrografice majore şi minore, orientate în cele mai variate direcţii şi condiţionate de prezenţa microreliefului de crovuri şi polii (găvane sau padine, aşa cum s-a văzut în fig. 73). Acestea au avut o influenţă destul de mare şi în formarea văilor secundare de tipul furciturilor, cum este cazul văilor Onceşti, Putineiu, Drăghiceanu, Gogoşari, Găuriciu etc. Prin depozitele de Frăteşti, care apar ca o cuvertură continuă, situată sub depozitele marno-calcaroase şi nisipoase, de Uzunu, Burnazul reprezintă sub raport hidrogeologic o unitate foarte importantă, ea colectînd toată seria apelor freatice din cîmpiile Boianu—Burdea—Videle şi pe care le descarcă în văile adînci laterale (Olt şi Dunăre) sub formă de izvoare foarte bogate, situate la baza versanţilor. Putem considera, fără a greşi, că Burnazul reprezintă unul din cele mai bogate „castele de apă subterană" din Cîmpia Română, care-şi descarcă singur pe cale naturală resursele proprii şi a căror utilizare raţională se impune. Sus pe cîmp, fîntînile ating orizontul freatic, tot aşa de bogat ca şi pe margini, la adîncimi destul de mari, de 30—40 m.

În cuprinsul luncilor învecinate din est (Argeş) şi din sud (Neajlov-Argeş), nivelul piezometric al acestei structuri freatice se află la 3—5 m adîncime.

Analiza datelor din foraje se poate urmări în planşa a IV-a, unde au fost selectate cele mai caracteristice profile geologice şi care scot în evidenţă prezenţa celor trei complexe cunoscute: loessic, de Uzunu (marnos-calcaros sub formă de cruste calcaroase şi cu intercalaţii de nisipuri, uneori destul de masive) şi de Frăteşti, complex socotit ca cel mai important reper hidrogeologic şi stratigrafic.



Planşa a IV-a (62—83) — **Foraje în Cîmpia Burnazului**

Tot aici trebuie arătat că în multe foraje este foarte greu de separat complexul loessic de cel marnos din baza lui, datorită trecerilor puţin sesizabile din descrierile destul de sumare uneori. Urmărind cîteva profile transversale, orientate de la sud la nord, se observă că nisipurile din complexul marnos se îngroaşă spre nord, iar pe direcţia unui profil longitudinal, în Burnazul estic se constată uşoara înclinare a celor două complexe de Frăteşti şi Uzunu de la vest la est. De asemenea, trebuie arătat că atît pe latura de răsărit şi cu atît mai mult pe cea de nord, complexele de Frăteşti (partea superioară) şi de Uzunu rămîn suspendate deasupra luncilor din vecinătate.

1. BURNAZUL VESTIC

Burnazul vestic este regiunea cea mai masivă, de forma unui paralelogram, limitată în est de linia văii Teleorman, continuată de valea comună Teleorman-Vedea, iar în vest, de versantul abrupt al văii Oltului, între Bîrseşti şi Pleaşov, de unde cîmpul înalt cu intense procese de pantă (figura 87, A) se retrage spre est lăsînd loc teraselor Oltului dintre Olteanca şi Turnu Măgurele. Acesta este Burnazul Teleormanului, mult mai fragmentat şi mai variat decît regiunea estică. Văile Călmăţui şi Urlui, adînci şi înguste, intens meandrate şi încătuşate, cu numeroase grădişti, terase locale şi asimetrie alternativă, după ce se unesc şi pătrund într-un microcanion de loess, situat între localităţile Voevoda şi Vînători, puţin asimetric şi cu o adîncime de aproape 90 m.

Cele trei cîmpuri din partea nordică (Olt-Călmăţui, Călmăţui-Urlui, Urlui-Vedea şi Vedea-Teleorman cu văile respective, reprezintă subregiunea nordică, mai fragmentată şi ondulată, denumită *Burnazul interior al Alexandriei*, iar cîmpurile Olt-Călmăţui şi Călmăţui-Vedea, constituie Burnazul tabular exterior, suspendat deasupra Luncii Dunării, cu terase mai întinse, mai ales în sectorul Zimnicea şi care poate fi numit *Burnazul Măgurele-Zimnicea*. Aici se află

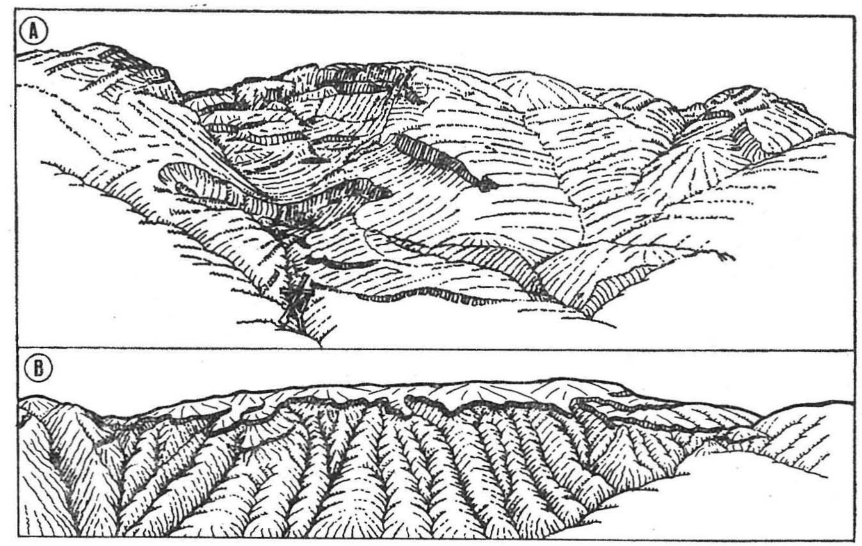


Fig. 87 — Sectoare cu procese actuale intense: *A* — pe versantul abrupt al Oltului la nord de Uda Paciurea în Valea Pîrîului cu fîntînă; *B* — pe versantul nordic al Burnazului la Radovanu

cel mai extins clastocarst, în care predomină poliile de tip găvan, asimetrice, cu versantul estic mai înclinat, datorită probabil influenței vînturilor vestice.

Această subregiune cu o densitate de crovuri foarte mare și tasări masive, care la gara Ulmuleț ajung la cîțiva km lungime, se pretează cel mai mult la utilizarea lor în trasarea și drenarea zonelor afectate de clasto-carstul sufozional, datorită configurației generale a reliefului (pantei, teraselor în trepte, găvanelor foarte mari — Viișoreni, Săhueni, Cu Peri etc.), orientate în general de la vest la est. Mai ales cîmpul dintre Olt și Călmățui, asimetric și cu înclinare generală NV—SE, se pretează cel mai bine la drenarea găvanelor, foarte numeroase de altfel, spre văile lungi și seci, afluente ale Călmățuiului. Această teză poate fi aplicată și pe cîmpul dintre Călmățui și Vedea, prin intermediul văilor Găuriciu și Rojiștea. Cîmpul îngust de confluență dintre văile Vedea și Teleorman, mărginit de terase simetrice, poate fi utilizat mai bine printr-un sistem de irigație radiar, începînd de la cumpăna apelor spre periferia lui.

Terasele Oltului și Dunării apar la marginea cîmpurilor înalte. Ele au un caracter accentuat loessic în sectorul Olteanca-Lița și o largă dezvoltare în sectorul Zimnicea, unde sînt puse în evidență nu numai de relief, ci și de geologie. Numeroasele foraje din Burnazul vestic confirmă peste tot cele trei mari complexe litologice amintite mai înainte (planșa a IV-a), ca și profilele de suprafață (Uda Clocociov, Piatra, Alexandria etc.).

2. BURNAZUL ESTIC

Burnazul estic sau de Ilfov iese în evidență prin cîmpul longitudinal dintre linia Cîlniștei — Neajlov — Argeș și valea Dunării, cu terase largi între Bragadiru—Pietroșani—Giurgiu, ca și prin văile secundare cu direcție sud-nord de pe latura de miazănoapte dintre care cea mai întinsă este Valea Porumbenilor. Crovurile nu lipsesc de pe cîmpul înalt, unde au mai mult caracter de polii, denumite aici *padine*, dar ele nu depășesc densitatea celor de pe terasele de 40 și de 20 m (v. figura 73). Acestea nu lipsesc nici de pe terasa joasă a Giurgiului, unde sînt însă mai rare.

În legătură cu excesul de umiditate, Burnazul n-a avut probleme așa de grele ca alte regiuni ale cîmpiei, afară de excesul de vale din bazinul Călmățuiului și cel de interfluviu și de terase din sectoarele sud Drăgănești de Vlașca și de pe terasele joase din vestul orașului Giurgiu, legat de prezența crovurilor și de ridicarea nivelului freatic, care în cuprinsul cîmpului înalt a fost destul de mare. Sondajele de aici sînt redate în planșa a IV-a.

Lunca Dunării prin amenajările efectuate a fost scoasă de sub influența revărsărilor Dunării, probleme mai complexe apar mai ales în cele două sectoare cu dune de nisipuri, *primul* între Turnu Măgurele și balta Suhaia și *al doilea*, la nord-est de Giurgiu, unde sistemul de grinduri nisipoase este destul de extins. Utilizarea microreliefului sufozional de pe terasele Dunării și de pe cîmpul înalt pentru sistemele de irigație sau pentru lacurile locale, trebuie avut în vedere și aici. Procese actuale gravitaționale și de eroziune destul de intense apar pe versanții abrupți, așa cum se vede în fig. 87, B, la Radovanu.

O ultimă problemă pe care o amintim aici este legată de prezența terasei Chirnogi, situată în colțul de SE al Burnazului, cu depozite de Frătești în bază peste care urmează complexul marnos cu intercalații sau chiar cu un orizont de nisipuri orizontale în bază, dar mai subțiri ca în cuprinsul cîmpului înalt și acoperit cu loess, în care microrelieful sufozional cu polii și crovuri, este destul de extins.

După C. Brătescu (1938), această treaptă morfologică cu altitudine relativă de 39—40 m ar data din faza Riss și se paralelizează cu Bărăganul dintre Ialomița și Dunăre. După noi, aici este vorba mai ales de o mică terasă litorală, de abraziune, sincronă cu lacul pleistocen mediu (Mindel-Riss) care a generat-o, ea găsindu-și corespondentul mai ales în colțul de nord-est al Cîmpiei Române, pe marginea externă a Cîmpiei Galați-Covurlui.

În concluzie, Burnazul reprezintă una din regiunile geomorfologice cele mai importante sub raport litologic și stratigrafic, ca și din punct de vedere hidrogeologic prin bogăția apei freatice la zi sub formă de izvoare puternice, datorită energiei mari a reliefului pe laturile externe. Aceasta din urmă constituie sub raport morfofuncțional nota cea mai deosebită prin care Burnazul se distinge clar de unitatea Bărăganului, expusă mai departe.

Forajele din planșa a IV-a arată în mod regulat succesiunea de la complexul de loess în general argilos și mai puțin nisipos, și trecerea acestuia la lehmuri cu concrețiuni calcaroase bogate, unele roșcate altele vineții, apoi la marne uneori cu aspect de cruste calcaroase. Mai în jos trecerea la nisipuri se face fie prin nisipuri argiloase sau prin nisipuri cu concrețiuni calcaroase. Nisipurile ce stau peste pietrișurile de Frătești (mai rar conglomeratice) sînt și ele destul de gresificate sub formă de plăci. Ultimul complex pe care stau pietrișurile de Frătești este cel argilos sau marnos, mai rar.

Această regularitate, așa de pregnantă atît în Burnazul de vest, cît și în cel de est, confirmă schema stratigrafică și litologică schițată în partea întîi. Depozitele de pe terasele Dunării, așa cum arată forajele de la Ardeleni și Pietroșani ca și cel de la Conțești de pe terasa Vedei (planșa a IV-a) prezintă cu totul altă litologie.

Capitolul X

GRUPA UNITĂŢILOR GEOMORFOLOGICE ESTICE ŞI NORD-ESTICE

Această grupă este situată între Subcarpaţii de Curbură dintre Buzău şi Zăbala, de o parte, versantul drept şi abrupt al Dunării, începînd din dreptul gurii Argeşului şi pînă la confluenţa cu Siretul, pe de altă parte. Spre nord-est de valea Siretului se ridică ca un pinten destul de masiv, ultima prelungire a Podişului Moldovei, reprezentată aici prin Cîmpia Covurlui—Galaţi, expusă mai departe şi care sub raport agrogeografic se încadrează Cîmpiei Române. Dunărea încinge şi limitează la exterior acest compartiment, care la rîndul lui se arcuieşte paralel cu Subcarpaţii. Siretul drenează marele golf al Cîmpiei Române de NE, situat la contactul dintre Subcarpaţi şi Podişul Moldovei.

Cea mai mare parte a acestei grupe aparţine Bărăganului, constituit din cîmpuri de loess, cu întinse clastocarsturi sufozionale şi sectoare semiendoreice, iar cîmpia Siretului inferior reprezintă ultima unitate a zonei de divagare şi cea mai activă ca tectonică actuală. Sub raport litogenetic, în afară de loess care acoperă şi cîmpiile piemontane subcolinare, stă cuvertura depozitelor fluvio-lacustre pleistocene şi pliocene, destul de variate ca faciesuri şi grosime. Acest compartiment se distinge nu numai prin poziţia lui geografică indicată mai înainte, ci şi prin faptul că el face legătura cu Podişul Moldovei şi cu Subcarpaţii prin valea Siretului inferior. În acelaşi timp, între Călăraşi şi Brăila, el vine în contact prin Lunca Dunării cu Podişul Dobrogei, reprezentînd în acelaşi timp partea cea mai aridă a ţării noastre. Tot aici trebuie remarcată şi forma de culoar larg deschis spre nord-est, supus influenţei mai accentuate a climatului continental est-european, ca şi prezenţa pe cea mai mare parte a acestei grupe a structurilor de hidrocarburi atît în fundamentul cîmpiilor loessice, cît şi în al celor de divagare şi piemontane.

Grupa estică şi nord-estică — scurtă caracterizare morfofuncţională. Situată aşa cum s-a arătat în partea cea mai răsăriteană a Cîmpiei Române, această grupă este lipsită pe cea mai mare parte, în zona cîmpurilor înalte, de o reţea hidrografică, cu excepţia rîului Ialomiţa, lipsit şi el de afluenţi propriu-zişi în aval de Urziceni. Apele freatice se găsesc, în general, aici la mică adîncime, cu excepţia laturii răsăritene a Bărăganului sudic, a părţii mai înalte a cîmpiei piemontane subcolinare şi a teraselor înalte ale Bîrladului, precum şi întinse zone cu sărături, care ridică probleme destul de complexe sub raport agroameliorativ. La acestea se adaugă lipsa scurgerii şi pantele foarte mici pe mari zone interfluviale şi de luncă, vegetaţia lemnoasă destul de rară, caracterul stepic mai accentuat, precipitaţii medii anuale sub 300 mm şi chiar sub 200 mm (în Lunca Dunării) în perioada de vegetaţie.

Predominarea cernoziomurilor, a depozitelor loessice, şi a celor psamo-aleuritice cu permeabilitate ridicată, grosimea mică a loessului, mai ales între Ialomiţa şi Siret, întinderea mare a clastocarstului, a luncilor şi zonei de divagare pun probleme destul de grele agroamelioratorilor. Chiar şi acolo unde loessul este destul de gros, cum este în Bărăganul de sud şi în Cîmpia Mostiştei, suprafeţele solurilor influenţate de excesul de umiditate de provenienţă freatică sînt destul de mari, datorită unor condiţii locale (argile bazale, nisipuri de dune, soluri fosile etc.). Sub acest aspect, Bărăganul de mijloc şi de nord s-au situat pe primul plan ca inundaţii de interfluviu, alături de care au stat cîmpiile joase de lunci (Ialomiţa, Călmăţui, Buzău, Bîrlad, Siret şi Dunăre), cu inundaţii de vale, mai ales în zonele de confluenţe. Tot în această grupă, eroziunea eoliană este destul de accentuată.

Începem expunerea subunităţilor geomorfologice în sens invers ca la grupa precedentă, adică de la sud spre nord şi nord-est, cu cele mai vechi şi încheiem cu cele mai noi, situate în sectorul cîmpiei aluviale de divagare sau de luncă (cîmpia de nivel de bază Siret—Dunăre).

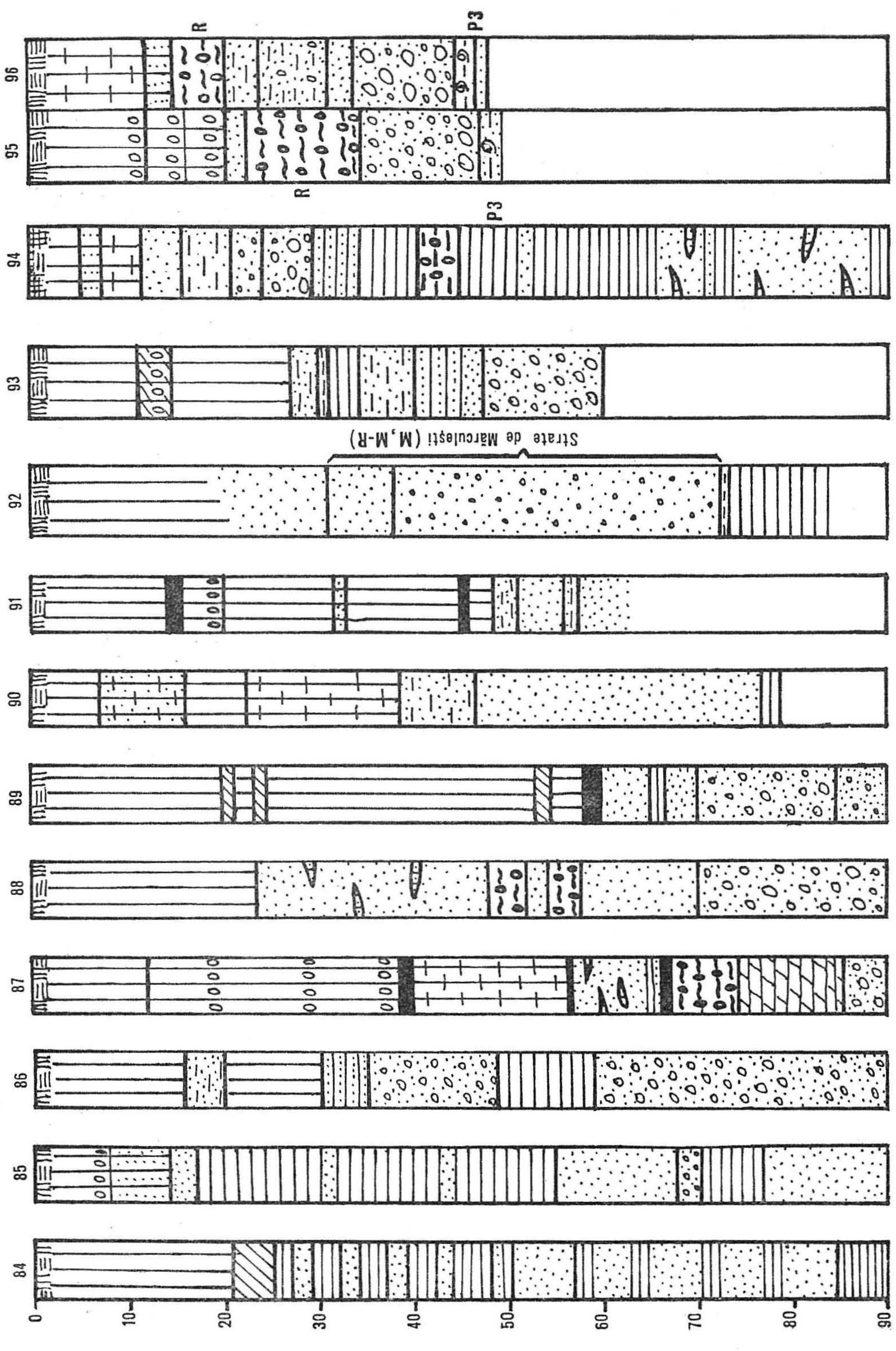
B. BĂRĂGANUL PRIVIT ÎN ANSAMBLU

Acesta cuprinde tot şesul neted care se întinde la est de Bucureşti şi pînă la Brăila, unde se desfăşoară cîmpia Mostiştei şi cele trei regiuni ale Bărăganului.

1. CÎMPIA MOSTIŞTEI

Aceasta este regiunea prin care Vlăsia se prelungeşte pînă la Dunăre, ea fiind limitată hidrografic destul de bine pe latura sud-vestică de către linia Dîmboviţa—Argeş, iar spre NE, de Mostiştea. În sud, ea ajunge pînă în albia Dunării. Prin poziţia pe care o are, Cîmpia Mostiştei face trecerea între cele două mari cîmpuri — Burnazul şi Bărăganul. Acest contact geomorfologic s-a conturat destul de clar mai ales sub raport paleogeografic, Burnazul reprezentînd un fel de peninsulă, mărginită de apele lacului pleistocen mediu, care după cele expuse mai înainte, mai păstrează urmele terasei litorale — *terasa Chirnogi*. Tot aici trebuie subliniat şi faptul că în zona de confluenţă Argeş—Dunăre există cel mai complet sistem de terase, situat sub nivelul mai înalt al terasei Chirnogi şi al Cîmpului Ciornuleasa (v. fig. 79), începînd cu terasa de 30 m a Dunării, sub care urmează terasele de 15—20 m, 8—10 m prezente atît pe latura argeşeană, cît şi pe cea dunăreană, la care se mai adaugă terasa de 4—5 m din lungul Argeşului. Aceste terase de confluenţe arată o concordanţă strînsă între nivelele de bază ale văilor respective (v. fig. 44).

În afară de terasele descrise, cea mai mare parte a Cîmpiei Mostiştei este ocupată de întinsul cîmp Solacolu—Ciornuleasa, neted ca o masă şi care domină văile învecinate. Pe acest cîmp, ca şi pe terasele laterale este larg dezvoltat clastocarstul sufozional despre care s-a mai vorbit mai înainte şi care constituie



Planșa a V-a (84—96) — Foraje cu adîncimi de peste 50 m în Bărăganul de sud

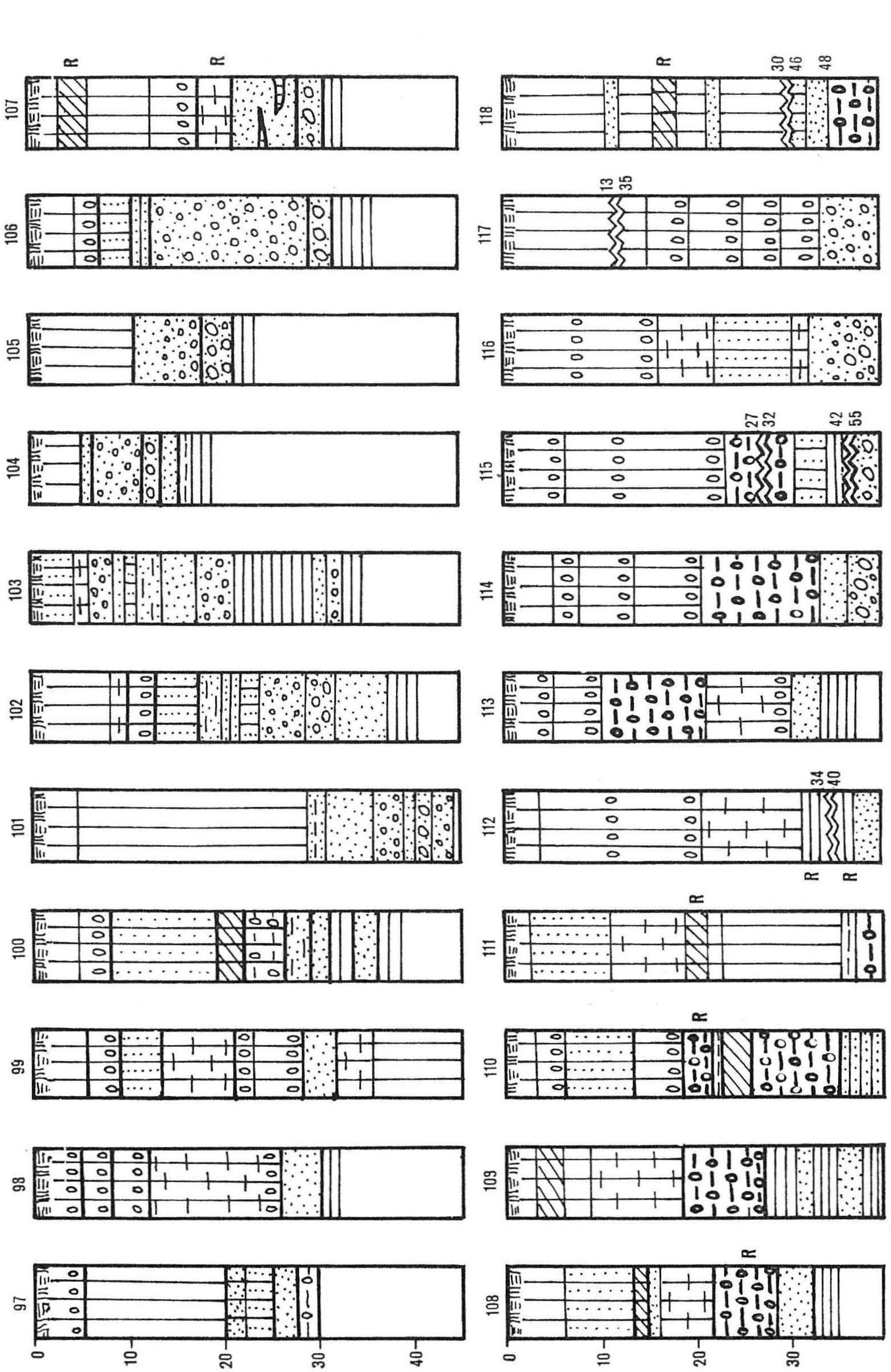
cauza principală a întinsei zone semiendoreice de aici (v. fig. 79). Cele două lunci marginale — a Argeșului și a Dunării — ocupă și ele întinderi destul de mari, adevărate cîmpii aluviale, separate între ele prin importantul con aluvionar al Argeșului, pus în evidență atît de morfologia specifică, cît și de forajul de la I.A.S. Oltenița, cu adîncime de 24 m și care arată pe 12,70 m depozite argilo-nisipoase rezultate din transportul Argeșului, după care urmează depozitele din Lunca Dunării, constituite din cele două faciesuri (de luncă, cu nisipuri și de albie, cu pietrișuri și nisipuri), sub care urmează depozitele cretacice.

Forajele și analiza lor (planșele VI—VII). Aici se pot urmări în cele două categorii de foraje, mai adînci sau mai de suprafață situate la nivelul cîmpului Fundulea—Ciornuleasa sau Bărăgan din care reiese că peste tot se află *complexul loessic* predominant prăfos, apoi argilos sau nisipos, cu intercalații cafenii sau roșcate, bogate în concrețiuni calcaroase spre complexul subiacent, care, în general, este nisipos (planșa a VI-a). Grosimea complexului loessic atinge în sondajul de la Pădurea Ciornuleasa 29,00 m, ca la Socolari și 28,40 m la Valea Căpitanului. În general, acesta depășește 20 m și prezintă numeroase orizonturi mai închise la culoare, unele chiar roșcate.

Pe terasele Argeșului și Dunării, acest complex are grosimi mai mici, în general sub 15—16 m, cu excepția forajelor de la Valea Stînei și de la Spanțov, unde are în jur de ±20 m. Complexul marnos-calcaros nu apare clar decît în sondajele de la Solacolu și de la Sultana, el fiind greu de separat din descrierile sumare ale fișelor de foraj. Complexul psamitic este prezent peste tot pe interfluviul Solacolu—Ciornuleasa și el devine și psefitic pentru unele orizonturi mai adînci. Acesta din urmă apare peste tot în cuprinsul treptelor de terase atît pe latura argeșeană, cît și pe cea dunăreană, avînd în numeroase foraje (Suhatu, Curcani, Valea Roșie) și bolovănișuri. După cît se pare, la Spanțov orizontul psamo-psefitic nu aparține depozitelor de terasă, el fiind situat la adîncimi mai mari și sub un orizont de nisipuri cu intercalații de gresii, ceea ce ne amintește de orizontul de Frătești din Burnaz. Prezența nisipurilor de Mostiștea aproape peste tot constituie un element litologic, important, alături de pietrișuri, și poate explica, în bună parte, dezvoltarea mare a carstocarstului sufozional din Cîmpia Mostiștei. De asemenea, trebuie arătat că aproape tuturor teraselor din văile Argeș—Dîmbovița și Dunăre, le corespund depozite de nisipuri și pietrișuri, dar poziția lor altimetrică indică o ușoară afundare de la nord la sud și chiar de la vest la est, avînd ca axă gura Argeșului. În legătură cu pietrișurile din forajul Ciornuleasa, acestea se înscriu în alt complex psamopsefitic de care amintim mai departe.

2. BĂRĂGANUL SUDIC

Bărăganul sudic este cel mai important și mai grandios cîmp al Cîmpiei Române, suspendat mult prin colțul de est deasupra luncii și bălții Ialomiței. Prin dimensiunile și caracterul stepic, mai accentuat aici, ca și prin adîncimea mare a apei freatice, această regiune se confundă cu Bărăganul propriu-zis, cunoscut astfel și în literatura noastră din lucrarea lui A l. O d o b e s c u — *Pseudokinegetikos* (planșa a VI-a).



Planşa a VI-a (97—118) — Foraje în cîmpiile Mostiştei şi Bărăganului de sud

Arcuit de-a lungul Ialomiţei, în nord, pe o distanţă de circa 120 km pe care o domină peste tot printr-un abrupt, drept, şi mai rar convex, precum şi între valea Mostiştei şi Balta Ialomiţei, Bărăganul sudic este un *cîmp asimetric*, mai înalt pe latura de nord şi mai coborît în sud, unde cade în trepte spre Lunca Dunării. Analizat de la vest la est, el prezintă o largă ondulare, cu înălţimi mai mari în partea de vest, în Bărăganul Lehliului, ca şi în partea de est, în Bărăganul Hagienilor sau Feteştilor, unde atinge cea mai mare altitudine (96 m) în apropierea Dunării şi care mărginesc partea de mijloc, cea mai coborîtă şi mai întinsă, cu altitudini în jur de 40 m, a Bărăganului Ciulniţei.

Linia ferată Fundulea—Feteşti cu aşezarea ei centrală limitează cele două sectoare longitudinale, *unul nordic*, dominat de cuvertura nisipurilor de dune şi lipsit de orice urmă de vale orientată spre valea Ialomiţei, cu sate mai rare şi *altul sudic*, mai dens populat şi cu văi orientate pe direcţie generală N—S, care indică influenţa vînturilor dominante şi a crovurilor, orientate în acelaşi sens. Nu lipsesc văile de *tip furcitură*, care apar mai ales în bazinele Mostiştei şi Gălăţuiului, formate tot prin drenarea crovurilor, aşa cum s-a văzut în partea întîi. Dintre cele trei regiuni geomorfologice ale Bărăganului de sud se impune atenţiei în mod deosebit partea de est, denumită de G. V â l s a n (1915) „*Podişul Hagieni*" pentru înălţimea lui mai mare, mai ales cînd este privit din nord. Din datele cunoscute de la G. M u r g o c i (1910), Bărăganul Hagienilor (Feteştilor) este un martor de eroziune, el fiind separat pentru prima dată de un vechi braţ al Dunării, pe direcţia actuală a văii Jegălia, fapt confirmat de profilul de foraje executat de noi (P. C o t e ţ, 1960) şi care indică prezenţa unui orizont de pietrişuri pe acest braţ. Analiza reliefului şi a profilului de la Stelnica, cu înclinare de la est la vest şi prezenţa argilelor roşii din baza depozitelor de nisipuri arată că aşa-numitul „Podiş al Hagienilor" a fost iniţial legat genetic de Podişul Dobrogei de sud, iar braţul dunărean din lungul Jegăliei, mult mai nou (probabil pleistocen mediu sau superior) s-a instalat în zona de contact a celor două planuri de NV şi de SE sau, în altă interpretare, Bărăganul Feteştilor a fost un martor de eroziune, înconjurat de braţele Dunării, aşa cum este astăzi Ostrovul Ialomiţei, teză mai acceptabilă dacă ne referim la faptul că în aval de Cegani apar două terase ale Dunării, exprimate în relief mai mult morfologic.

Terasele Dunării dintre lacul Mostiştea şi Jegălia sînt cunoscute de la C. B r ă t e s c u (1938), care le-a descris şi datat cronologic, iar cele dintre Cegani şi Vlădeni, amintite de noi (P. C o t e ţ, 1966 a) şi caracterizate prin podul lor ondulat sub formă de grinduri fluviatile, acoperite parţial de dune şi cu depozite aluvionare la adîncimi mai mari decît cele normale, ceea ce indică afundarea lor.

Sub raport morfofuncţional, Bărăganul sudic reprezintă una dintre cele mai mari şi importante regiuni cerealiere ale Cîmpiei Române, dar care în perioada inundaţiilor din 1969—1972 a pus agroamelioratorilor o serie de probleme legate de ridicarea nivelului freatic şi de formarea unor orizonturi freatice locale pe marile interfluvii, în zona Cairu—Socoalele şi pe terasa Călăraşi. Aceasta din urmă este o *terasă de tip grind*, ca şi terasa Giurgiu şi Făcăeni, cu înclinări de la fruntea ei spre zona de contact cu cîmpul sau terasele mai înalte, care este mai coborîtă şi uşurează acumularea apelor din precipitaţii, influen-

ţînd astfel mai puternic nivelul freatic. Prezenţa cuverturii nisipurilor de dune, a microreliefului dunar şi sufozional au favorizat local ridicarea nivelului freatic, alături de unele acţiuni antropice corelative.

Subdiviziuni geomorfologice. În Bărăganul de sud se desprind următoarele subregiuni: *Bărăganul Lehliului*, partea cea mai îngustă, dar şi cea mai fragmentată şi care ajunge pînă în valea Argovei; *Bărăganul Ciulniţei* partea cea mai masivă şi mai joasă, dar şi cea mai slab fragmentată, la care se ataşează şi cele două terase ale Dunării, şi *Bărăganul Feteştilor* (Hagienilor), partea cea mai îngustă, dar şi cea mai înaltă, cu cele două terase din colţul de NE pe care le domină.

Forajele şi analiza lor. Bărăganul prezintă sub raport geologic probleme mai complexe. Trebuie scoasă în evidenţă întinderea mare a complexului psamo-psefitic, care constituie rezervorul cel mai important sub raport hidrogeologic, fapt subliniat de E. Liteanu (1956), care a făcut prima raionare a apelor de adîncime dintre văile Argeş—Siret.

De asemenea reţinem studiul complex hidroameliorativ (irigaţii şi desecări) pentru întreg Bărăganul, elaborat de M. Botzan ş.a. (1959), care conţine o serie de date importante sub raport geologico-geomorfologic, cum sînt de exemplu: grosimea depozitelor loessice, frecvenţa crovurilor şi altele.

Pentru Bărăganul sudic remarcăm studiul hidrogeologic de amănunt realizat de C.S.A. prin I.S.C.H. (1967) în care au fost stabilite grosimea stratelor de Frăteşti şi potenţialul lor hidrogeologic.

În legătură cu prezenţa depozitelor de Frăteşti a căror răspîndire predomină în Bărăganul de sud, trebuie arătat că această problemă este mai complexă, aici fiind prezente mai multe complexe psamo-psefitice de vîrstă pleistocenă şi pliocenă.

Deoarece nu dispunem de un număr suficient de foraje, care să ne permită o analiză de amănunt, în cele ce urmează ne referim numai la cîteva din forajele de adîncime mai mare, cum sînt cele de la Săruleşti, Lehliu, Ciulniţa, Hagieni, Feteşti, Stelnica, Buliga şi altele (planşa a VI-a) din care rezultă predominarea complexului psamo-psefitic cu grosimi şi adîncimi variabile, aceasta reprezentînd umplutura detritică principală a marii depresiuni est-valahe în pliocen şi pleistocen. (Pentru aceasta din urmă forajul cel mai important este cel de la Măculeşti (71 m grosime). Urmează complexul argilo-nisipos sau marnos, apoi la suprafaţă se află complexul loessic, prăfos, nisipos sau argilos şi cu intercalaţii de orizonturi roşii, maronii, un fel de lehmuri sau chiar argile roşcate, expuse mai departe.

De asemenea, se constată trecerea regulată a complexului psamo-psefitic (forajele de la Făcăieni, Iezeru) sub Lunca Dunării.

Forajele de mică adîncime sînt mai numeroase şi din ele am selectat cîteva din care se poate urmări mai ales contactul loessului cu depozitele situate imediat la bază (planşa a VI-a). Analiza acestor foraje scoate în evidenţă varietatea destul de mare a depozitelor superficiale (prăfoase, nisipoase, argiloase, marnoase), pe grosimi în general de 40—50 m, unde prezenţa unor orizonturi subţiri de nisipuri dunare fosile, ca şi intercalaţiile de soluri fosile, de obicei argiloase, explică în bună măsură formarea unor structuri acvifere locale (su-

prafreatice) din Bărăganul Lehliului şi cărora agro-amelioratorii trebuie să le acorde importanţă cuvenită. În mod deosebit se impune atenţiei din punct de vedere ştiinţific forajul de la Feteşti, care pe 21,20 m prezintă un orizont foarte bogat în calcar concreţionar, în masă argiloasă, o adevărată crustă calcaroasă.

Prezenţa nisipurilor de dune fosile, mai ales în partea de vest, explică, în bună parte, umezirea suprafreatică destul de extinsă a solurilor din Bărăganul Lehliului.

De asemenea, trebuie arătat că în Bărăganul sudic nu putem vorbi de apa freatică la zi, sub formă de izvoare, decît pentru unele orizonturi locale, ci numai de ape subterane de adîncime, ca urmare a unei scufundări neotectonice în trepte pe linii orientate NV—SE, probabil pe linia Argeşului sau Mostiştei.

În legătură cu depozitele psamo-psefitice de terase, accentuăm asupra faptului că ele se situează sub nivelul luncii actuale, ceea ce indică rolul mişcărilor negative şi continuarea lor în pleistocenul superior şi chiar în holocen, aşa cum s-a mai arătat (v. planşa a VI-a, forajele 114, 116, 117).

Toate aceste probleme de geomorfologie şi de geologie a cuaternarului trebuie să atragă atenţia hidrogeologilor asupra necesităţii de a raporta regimul nivelului apei freatice nu numai la bilanţul hidrometeorologic, ci şi la natura, litologia structurilor acvifere.

3. BĂRĂGANUL DE MIJLOC (CENTRAL)

Situat între Ialomiţa şi Călmăţui, acesta reprezintă unitatea care face trecerea de la partea mai înaltă la cea de nord, mai coborîtă, atît prin poziţia geografică, cît mai ales prin litologie, prin grosimea mai redusă a loessului şi a substratului pe care stă, mai argilos. Datorită acestor factori în primul rînd, precum şi a legăturii directe, mai strînse cu Subcarpaţii, prin marele con de dejecţie al Buzăului, această regiune geomorfologică ridică probleme destul de dificile din punct de vedere agro-ameliorativ în legătură cu excesul de umiditate de tip interfluviu, aşa cum s-a văzut în perioada 1969—1972.

Mai mult ca în toate celelalte interfluvii, aici a fost afectată de umezire freatic permanentă, în diferite grade de la puternică la moderată şi slabă, cea mai mare parte a acestei regiuni. În acest sens trebuie să ţinem seama în afară de factorii amintiţi şi de prezenţa întinderii mari a solurilor nisipoase, mai ales pe latura de nord, unde microrelieful dunar şi de crovuri au avut un rol destul de important. Faţă de Bărăganul sudic, aici intervine un element nou — *prezenţa sărurilor locale de tip cuvetă lacustră*, în microdepresiunile de tip polie, cum sînt: Plascu, Colţea, Tătaru şi altele, ca şi cel general de tip interfluviu, legat de circulaţia apei freatice.

Drenajul de suprafaţă este ca şi inexistent, văile Cotorca, Fundata şi Strachina neîndeplinind această funcţie decît sezonier, în timpul ploilor torenţiale sau după topirea zăpezilor, în restul anului ele fiind văi seci, uscate. Ca urmare a lipsei unui drenaj de suprafaţă organizat, a pantelor foarte mici şi a microreliefului lunar şi sufozional, *Bărăganul de mijloc este dominat de prezenţa întinsei zone semiendoreice interfluviale şi de terase.* Putem spune fără a greşi că Bărăganul de mijloc este regiunea cea mai întinsă şi al cărei grad

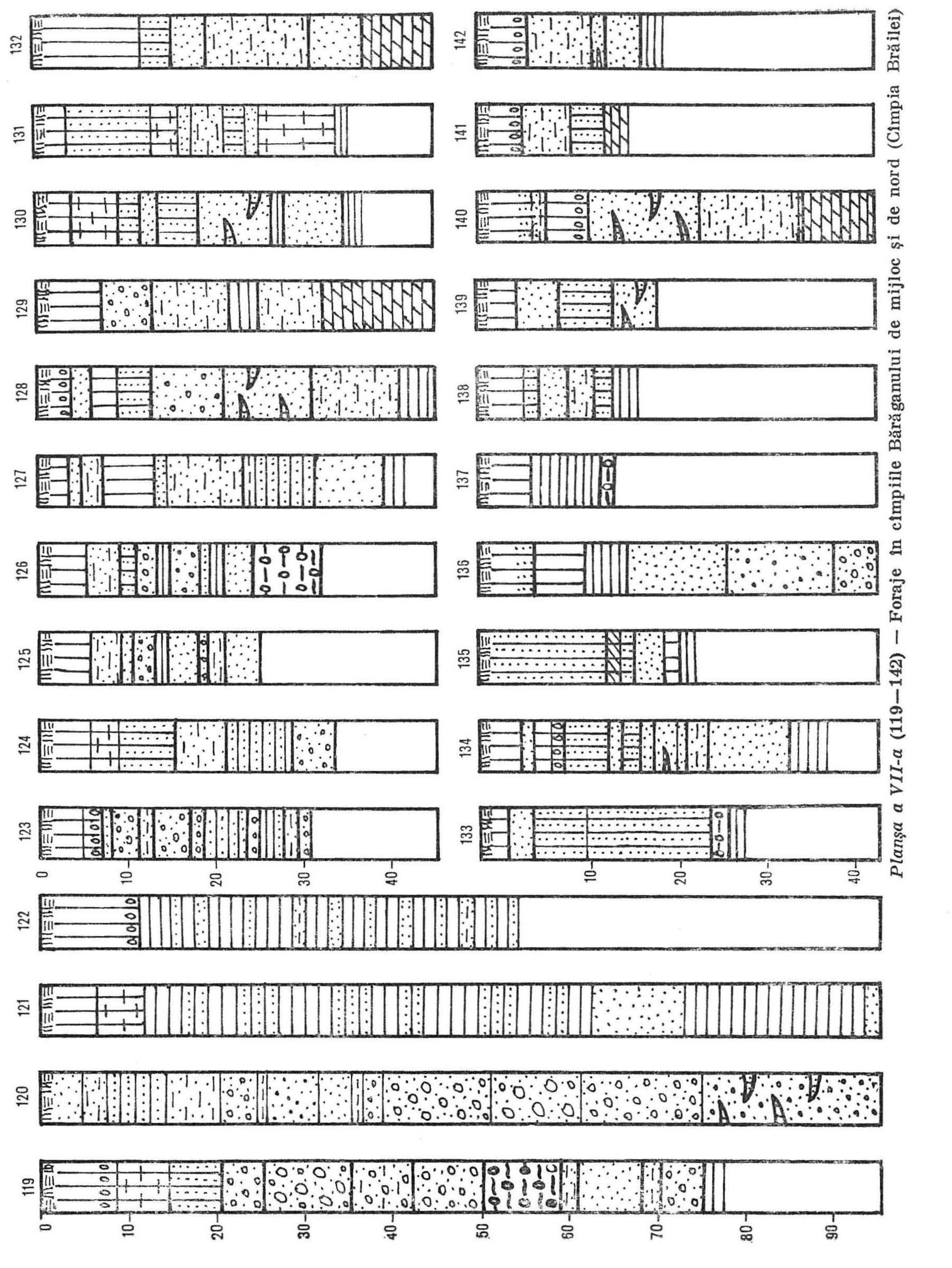
de semiendoreism este destul de ridicat, ea fiind depăşită numai de Cîmpia Brăilei, ambele fiind lipsite în interior de o morfodinamică fluviatilă, iar apa provenită din precipitaţii stagnează pe mari suprafeţe — la acestea adăugîndu-se şi adîncimea mică a apei freatice. Elementele amintite constituie, de fapt, cauzele principale de ordin morfohidrografic ale excesului de umiditate din perioada cunoscută.

Asemănarea cu Bărăganul de sud este cît se poate de evidentă în ce priveşte morfologia de ansamblu — asimetria vizibilă prin versantul nordic, abrupt sau convex, generată de aceeaşi acţiune climato-eoliană, iar cel sudic, mai prelung şi mai coborît, cu aspect de trepte, ca şi cel estic, unde se găsesc mai multe terase ale Dunării şi Ialomiţei, mai ales între localităţile Ţăndărei şi Mihai Bravu. Acoperirea teraselor cu nisipuri de dune pe latura de est corespunde celei din sectorul Vlădeni—Făcăeni din Bărăganul sudic. Aici se adaugă în plus prezenţa solurilor saline sau alcaline şi a lacurilor sărate (Colţea, Tătaru etc.).

Subdiviziuni. Ca şi în cazul precedent, în Bărăganul de mijloc se individualizează o serie de subregiuni longitudinale — *una nordică*, dominată de nisipul dunelor şi de loessul prăfos-nisipos, ca şi de microrelieful dunar şi sufozional, care se întinde pînă la o linie ce porneşte de la localitatea Cioranca şi trece mai departe prin localităţile Smîrdan—Padina—Roşiori—Bărăganu—Victoria şi Mihai Bravu; *alta de mijloc*, cu morfologia dominantă clasto-carstică, sufozională, limitată spre sud de o linie ce porneşte de la Urziceni şi trece prin localităţile Reviga—Griviţa—Valea Ciorii—Mihail Kogălniceanu şi ultima — *cea de sud* — care cuprinde terasele şi lunca Ialomiţei, mai bogată ca hidrografie (numeroase lacuri de tip liman fluviatil, plus albia Ialomiţei), mai intens populată şi care de fapt reprezintă axa economică a celor două mari regiuni în contact aici.

Bărăganul de mijloc poate fi împărţit şi transversal în două subregiuni: a) *una de vest*, denumită *Cîmpia Padinei*, mai monotonă, fără lacuri şi care ajunge pînă la linia Fundata—Reviga—Nicoleşti—Odăeni—Jugureanu şi b) *alta de est*, denumită *Cîmpia Colţea-Însurăţei*, mai variată sub raport morfohidrografic şi care domină nu numai cele două lunci laterale, interioare ci şi Lunca Dunării. Această regiune a făcut obiectul de cercetare a diferiţi specialişti, dintre care ne referim mai ales la cei ce s-au ocupat cu probleme legate de excesul de umiditate (N. F l o r e a, 1972, I. Z ă v o i a n u — D. B ă l u ţ ă, 1973, P. G â ş t e s c u ş.a. 1974). Amintim, de asemenea, studiul întocmit de H. I o a n i ţ o a i a ş.a., 1974), cu privire la prognoza nivelului apei freatice din Bărăganul de mijloc şi de nord, în condiţii de irigaţii, lucrare de mare valoare prospectivă.

O menţiune specială se cuvine studiului lui N. F l o r e a (1972) în legătură cu răspîndirea solurilor afectate de salinizare în spaţiul dintre văile Ialomiţa şi Siret, inclusiv periferia cîmpiei piemontane a Rîmnicului, cu hărţi de detaliu, însoţite de o serie de măsuri preconizate pentru ameliorarea regimului hidrosalin al solurilor. Dintre aceste măsuri de ordin practic sînt de reţinut — drenajul vertical, drenajul orizontal prin canale (diferite de la caz la caz — în condiţii de neirigare sau de irigare), folosindu-se cu precădere sistemele de văi existente. Ea poate fi completată prin alte propuneri legate de sistemele de crovuri, preconizate de noi în partea întîi a lucrării.



Planşa a VII-a (119—142) — Foraje în cîmpiile Bărăganului de mijloc şi de nord (Cîmpia Brăilei)

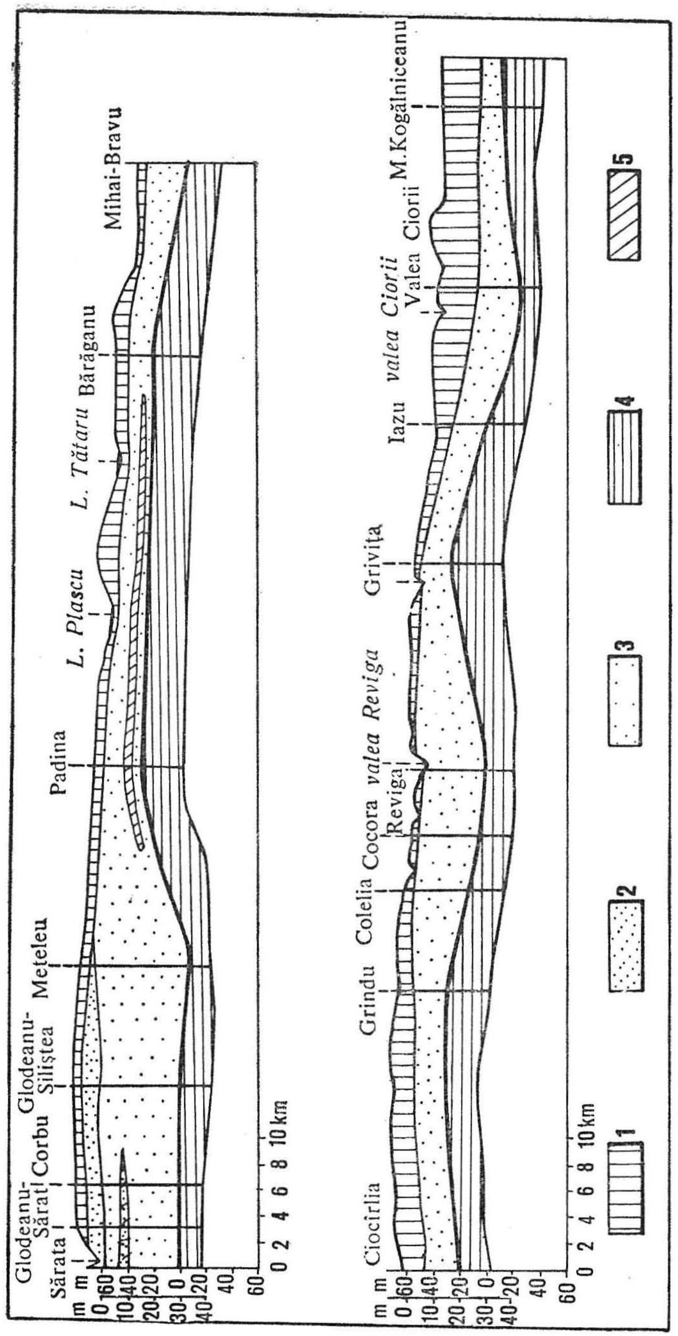


Fig. 88 — **Profile geologice în Bărăganul central** (după P. G ă ş t e s c u ş.a. 1973);
1 — loess; 2 — nisipuri prăfoase; 3 — argile; 4 — marne; 5 — lentilă de argilă în nisipuri

Cauza principală a excesului de umiditate din perioada 1969—1973, asemănătoare cu cea din secolul trecut (1884—1895), a fost generată, după P. G ă ş t e s c u şi colab., (1974), de excedentul de precipitaţii, la care desigur că au contribuit o serie de alţi factori (microrelief dunar şi sufozional, lipsa de scurgere şi deci stagnarea apei la suprafaţă, litologie etc.). În afară de problemele legate de dinamica apei freatice, în măsură tot aşa de mare au interesat, de asemenea, şi schimbările care au avut loc în peisajul geografic local, în legătură cu formarea de noi unităţi lacustre, influenţa asupra diferitelor construcţii etc.

Analiza forajelor. Dintre forajele de adîncime mai mare amintim trei: *Miloşeşti*, unde sub loess apare un complex predominant nisipo-marnos; *Andrăşeşti*, unde tot sub loess urmează complexul psamo-psefitic cu o singură intercalaţie de marne (între 50—60 m), după care se trece într-un alt complex — argilos, uneori roşcat cu slabe intercalaţii de nisipuri şi pietrişuri; *Slobozia*, unde sub aluviunile actuale pînă la 139 m apare complexul psamo-psefitic destul de gros, şi apoi complexul marnos cu intercalaţii subţiri de nisipuri (planşa a VII-a).

Forajele de mică adîncime, mult mai numeroase, scot destul de bine în evidenţă raporturile din cele trei complexe ale depozitelor superficiale (complexul loessic, complexul nisipos şi complexul argilos). În legătură cu modul de răspîndire în suprafaţă a complexului bazal, argilos, aşa cum reiese din cele

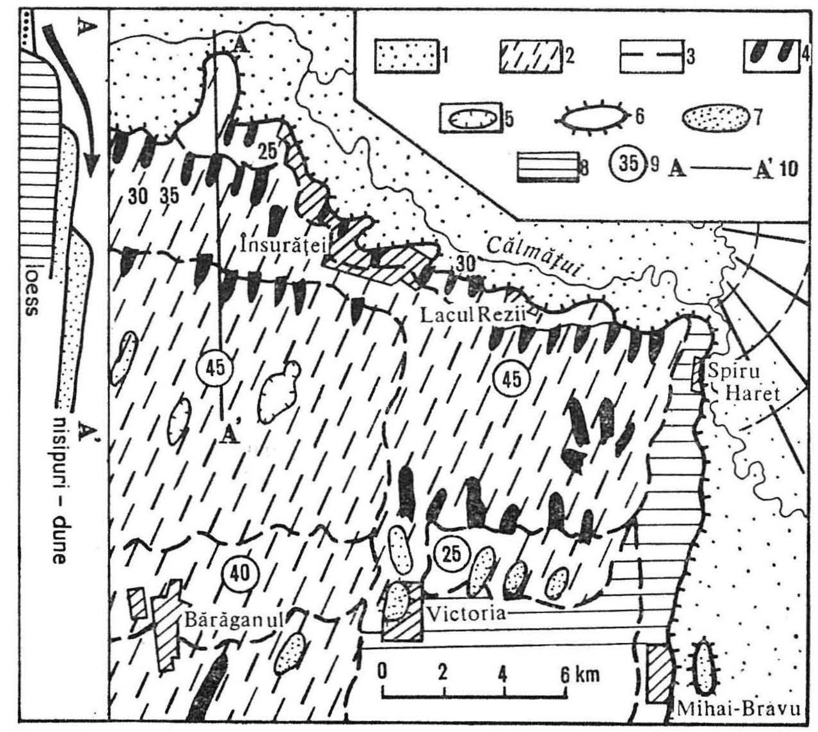


Fig. 89 — O porţiune din „platoul eolian" de la Însurăţei.
1 — lunci; 2 — direcţia dunelor; 3 — trepte ale platoului; 4 — văi eoliene (deflaţie) şi de tasare; 5 — crovuri; 6 — grădişti; 7 — dune mari; 8 — terase; fluviatile; 9 — altitudinile treptelor platoului; 10 — profil transversal cu microrelief în trepte de deflaţie (pe loess) şi acumulare-dune

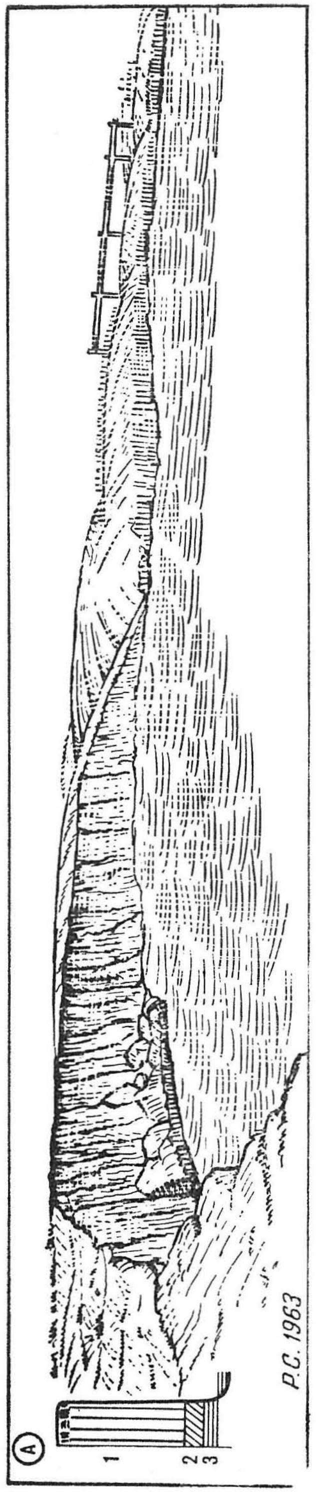


Fig. 90 — Faleză în lungul lacului Fundata: *A* — profilul geologic (*1* — loess; *2* — sol fosil; *3* — argile nisipoase)

două profile longitudinale, întocmite de P. G â ş t e s c u ş.a. (1974), ca şi în cele mai restrînse, publicate de I. Z ă v o i a n u şi D. B ă l u ţ ă (1973), remarcăm larga ondulare a acestuia, cu aspecte de relief pozitiv şi negativ, fapt care nu este lipsit de interes pentru dinamica apelor subterane (fig. 88).

De asemenea, mai reţinem prezenţa cu totul caracteristică a cuverturii eoliene dintre localităţile Însurăţei—Lacu Rezii şi Spiru Haret de pe latura nordică şi localitatea Cioara Doiceşti din sud, unde această cuvertură are aspectul unor *„platouri eoliene* de *acumulare şi deflaţie"*, care spre valea Călmăţuiului are forma unor trepte de deflaţie, care nu pot fi confundate cu terasele fluviatile şi de aceea apar ca nişte *terase false* (fig. 89). Remarcăm martorul de eroziune detaşat din terasa Mihai Bravu, denumit Grindul Grădiştei, acoperit cu nisip de dune şi loess.

Forajele, aşa cum s-a mai spus, sînt destul de numeroase şi ele acoperă aproape întreaga suprafaţă a acestei cîmpii (planşa a VII-a) şi din a căror analiză reţinem, în continuare, o serie de concluzii de ordin ştiinţific şi practic, dintre care cea mai importantă este confirmarea conului aluvionar al Buzăului pe direcţia sudică şi sud-vestică, unde în forajele de la Buzău, Jilavele, Urziceni, Gherăseni, Stîlpu şi Pogoanele apar mai multe orizonturi de pietrişuri şi chiar bolovănişuri. Acest con aluvionar policronologic, cu mai multe orizonturi de nisipuri, argile nisipoase şi apă, ajunge pînă la Meteleu, Glodeanu, Siliştea, Padina, situate la periferia lui unde are loc descărcarea apei infiltrată mai în amont.

Aşa se explică, după noi, excesul de umiditate din sectorul cel mai mult afectat (Pogoanele—Padina) de inundaţiile freatice de interfluviu. Pentru restul cîmpiei, se constată aceleaşi alternanţe de orizonturi prăfoase mai nisipoase sau mai argiloase ale complexului loessic şi chiar nisipuri de dune fosile, cu apă, care explică varietatea freaticului local. Forajele nu confirmă prezenţa depozitelor de terase din lungul văilor Ialomiţei şi Dunării, ceea ce arată caracterul de trepte morfologice false. Argila bazală apare la adîncimi variate, aşa cum s-a arătat mai înainte şi confirmă, în acelaşi timp, prezenţa lacului pleistocen

într-o fază mai nouă decît în Bărăganul de sud, între care există uneori diferenţe litologice destul de mari. Abraziunea lacustră este destul de extinsă, mai ales în lungul ţărmului lacului Fundeni (fig. 90).

4. BĂRĂGANUL NORDIC

Cunoscut mai mult sub denumirea de *Cîmpia Brăilei* (v. planşa a VII-a), aceasta reprezintă unitatea cea mai de miazănoapte a marelui Bărăgan, separată de unităţile învecinate prin brîul de lunci, care-l delimitează clar din toate părţile. În raport cu aceste unităţi mai joase, aluviale, Cîmpia Brăilei poate fi socotită ca un important martor de eroziune, o „insulă loessică", izolată în mijlocul unei întinse mase aluvionare, separată de Bărăganul precedent prin cel mai sărăturos şes aluvial din Cîmpia Română — *Lunca Călmăţuiului de Buzău.* În acelaşi timp, în Cîmpia Brăilei se remarcă prezenţa într-o măsură mai mare a sărăturilor de tipul depresiunilor lacustre sau chiar de tip vale (cazul Văii Coada Iencii, cea mai extinsă). Grosimea mică a loessului, mai ales pe latura sudică, alături de prezenţa nisipurilor eoliene pe cea nordică, microrelieful dunar şi sufozional, la care se adaugă microrelieful de grinduri şi de braţe părăsite iată alte elemente morfologice care au avut o contribuţie destul de mare în generarea excesului de umiditate de natură freatică în această regiune geomorfologică.

Lipsa de drenaj superficial este completată cu lipsa unui grad mai accentuat de drenaj subteran, ca urmare a întinsei aluvionări a luncilor din jur în holocen şi a lucrărilor marginale de îndiguiri antropice. Sărăturarea mai puternică a solurilor din Cîmpia Brăilei, în raport cu cele din Bărăganul de mijloc, constituie un indiciu în plus de a lega genetic şi mai mult această unitate de Piemontul Rîmnicului, aşa cum ne-am exprimat mai de mult (P. C o t e ţ, 1960, d). În acelaşi timp, trebuie reţinut faptul că nu este exclusă prezenţa unor lentile de argile nisipoase de tip euxinic aici, legate de extinderea apelor marine în timpul ultimelor transgresiuni ale Mării Negre în Cîmpia Română şi care influenţează apele freatice din această regiune. Acest fapt este foarte evident mai ales în cazul fîntînilor din localitatea Traian, unde se întîlnesc porţiuni cu ape potabile şi cu ape sărăturoase, situate la mici distanţe unele de altele, pe un teritoriu destul de restrîns, observaţie valabilă şi pentru cîmpia inferioară a Siretului.

Aşa cum s-a spus la regiunea precedentă, Cîmpia Brăilei are cel mai accentuat grad de semiendoreism, datorită lipsei de văi fluviatile, iar cele existente ca Valea Coada Iencii şi diferitele braţe părăsite ale Dunării sînt deja colmatate, ele ne îndeplinind numai funcţia de scurgere. Aşa după cum arată evoluţia reţelei hidrografice, această cîmpie n-a fost lipsită în trecut de unele albii active, cum este cea a Buzăului, care se îndrepta pe direcţia actuală a văii Coada Iencii. Nu este exclus ca un vechi braţ al Dunării să se fi îndreptat în această direcţie (fig. 91).

Pentru această cîmpie, reţinem în legătură cu acumularea sărurilor în cuprinsul ei, lucrările lui N. F l o r e a ş.a. (1963) şi N. F l o r e a (1972) cu privire la măsurile preconizate pentru ameliorarea regimului hidrosalin, ca şi cele legate de hidrodinamica apelor freatice prin formarea unor domuri subterane (P. C o t e ţ, 1970, b).

Subdiviziuni. Deşi mult mai mică în raport cu regiunile precedente, Cîmpia Brăilei se poate împărţi în fîşii longitudinale sau transversale în raport cu necesităţile economice şi sociale, de sistematizare teritorială. În lungul liniei Ro-

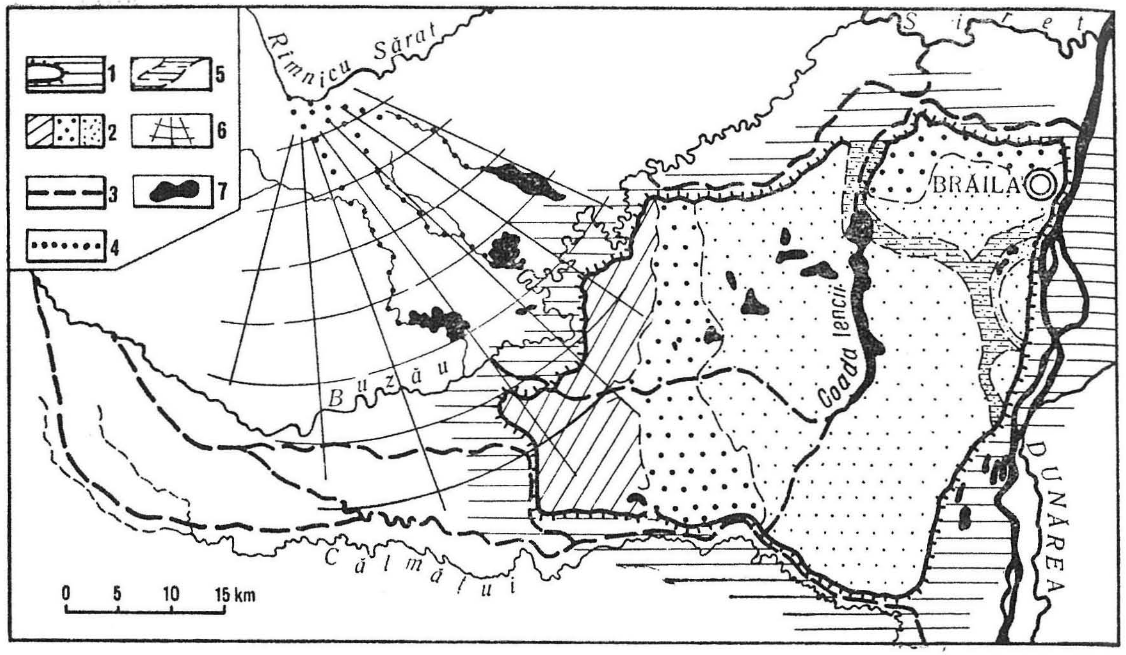


Fig. 91 — Cîmpia Brăilei:

1 — marginile abrupte care domină regiunile învecinate mai joase; *2* — trepte altimetrice; *3* — vechi cursuri ale Buzăului; *4* — vechi albii ale Rîmnicului; 5 — vechi brațe ale Dunării; *6* — conul Rîmnicului; *7* — lacuri

manu—Coada Iencii—Lișcoteanca, Cîmpia Brăilei se împarte în două subregiuni: a) *una de vest*, mai bogată în lacuri sărate și în cuvete lacustre de tip polie și cu cele mai întinse zone afectate de umezire freatic permanentă, numită *Cîmpia Movila Miresii* și b) *alta de est*, mai înaltă în colțul de NE, datorită nisipurilor de dune și loessului, mai legată de Dunăre, prin numeroasele brațe părăsite, afectată de umezire, locală, numită *Cîmpia Viziru*.

Cîmpia Movila Miresei se mai distinge prin prezența a două mici trepte morfologice, considerate de alții și chiar de noi (1960) ca reprezentînd terase ale Dunării, inclusiv suprafața pe care stă orașul Brăila. Forajele de aici n-au confirmat această explicație. Ele pot fi interpretate mai bine ca rezultat al acumulării piemontane, legate genetic de cîmpia piemontană a Rîmnicului. O micromorfologie aparte o constituie depresiunile lacustre Esna, Movila Miresii, Comăneasca etc. cu forme rotunde sau alungite și versanți abrupți, care datorită tasărilor și abraziunii litorale ajung pînă la orizontul de nisipuri din baza loessului, fapt care i-a făcut pe unii cercetători să conteste geneza sufozională a acestor cuvete. Lipsa de scurgere și a oricărei legături paleohidrografică cu regiunile din jur constituie argumentul cel mai convingător asupra originii lor exprimate mai sus.

În raport cu calea ferată Făurei—Brăila, care o taie prin mijloc, aceleași denumiri de subregiuni se mențin, în sensul că *fîșia nordică* are cele mai accentuate depresiuni de tasare sufozională și este mai nisipoasă, datorită nisipurilor de dune care apar pe toată latura nordică între Rîmnicelu și Piscu, iar *fîșia sudică* este mai monotonă și în contact direct pe o mare întindere cu luncile Călmățuiului și Dunării.

Acestor două fîșii de cîmpuri loessice și nisipoase li se atașează a treia fîșie, cu caractere cu totul aparte — *lunca Călmățuiului*, cu un variat microrelief, bogat în săruri, cu albii și meandre părăsite, cu popine, lacuri și grinduri etc. Lunca și valea sînt cele două elemente geomorfologice care se suprapun în cazul dat, terasele fluviatile lipsind complet.

Lunca Călmățuiului iese în evidență în primul rînd prin *discordanța morfohidrografică*, cu aspect de culoar larg, drenat de un firicel de apă prea mic pentru dimensiunile ei, ceea ce constituie o dovadă că Buzăul reprezintă rîul care a generat valea respectivă. Un alt element care atrage atenția în mod special este versantul drept, mai înalt, datorită acumulărilor de dune în cuprinsul interfluviului Ialomița—Călmățui și mai ales *forma foarte sinuoasă* a acestui versant cu numeroase promontorii, separate de pătrunderi sau mici concavități, generate de meandrele accentuate ale Călmățuiului, ca urmare a pantei mici, *a legii lui Coriolis*, dar mai ales a vînturilor puternice și dominante din nord.

Cartările de amănunt efectuate de A. C o n e a ș.a. (1962) au scos în evidență cele două trepte — *lunca înaltă și lunca joasă*, caracterizate prin aceleași *forme de relief pozitiv* (grinduri) și *negativ* (depresiuni), legate între ele prin suprafețe intermediare. Alte microreliefuri care apar aici sînt conurile aluvionare laterale, microdeltele interioare, martorii de eroziune (grădiștile sau popinile), indicate în partea întîi, dunele de nisip și unele denivelări locale, cuvetele lacustre și albiile părăsite. Aceste cartări paralele, de ordin geomorfologic, hidrogeologic și pedologic, au pus în evidență corelațiile strînse dintre factorii amintiți, din care se remarcă că *solurile sărăturoase* ocupă cu deosebire microdepresiunile luncii joase și unde în același timp, apele freatice au nivel critic. Prezența solonceacurilor și a solonețurilor în microdepresiunile amintite indică legătura dintre apa Călmățuiului și acestea.

Aceiași autori indică pe partea dreaptă a acestei văi resturile unei trepte sau terase fluviatile și care în fond reprezintă urmele de deflație, indicate de noi mai înainte. Toate acestea fac din *lunca Călmățuiului de Brăila una din cele mai caracteristice microregiuni aluviale din Cîmpia Română*.

Analiza forajelor. Dintre forajele de mai mare adîncime este bine cunoscut *forajul de la Brăila*[1], bogat în faună de moluște pe baza cărora au fost stabilite în partea întîi cele trei complexe stratigrafice — de Mostiștea—Babele, de Brăila-Tiraspol și levantin în bază. Este posibil ca la trecerea de la stratele de Brăila la cele levantine să poată fi stabilită în viitor și baza pleistocenului. Alte foraje din aceeași categorie sînt cele de la Ianca, Traian și Viziru. Primele două sînt foarte asemănătoare prin predominarea complexului argilos cu intercalații nisipoase, dar cu diferite grosimi, iar forajul de la Viziru cu adîncimi mai mici (62,30 m) are un evident caracter psamo-psefitic între 20 și 50 m. Cel mai tipic sub toate raporturile este forajul de la Brăila, care are în bază un complex psamo-psefitic cu slabe intercalații de argile, apoi un complex argilos-nisipos de tip lehm, iar deasupra acestuia un alt complex argilo-nisipos, dar și cu rare pietrișuri (planșa a VII-a).

Remarcăm cu această ocazie că primele observații geologice și geomorfologice sistematice, inclusiv descrierea forajului de la Viziru, dealtfel foarte valoroase și astăzi, aparțin lui A. P a n ă (1911), citat de noi destul de des.

Forajele de mică adîncime, destul de numeroase și aici sînt analizate de noi în continuare (planșa a VII-a). Din datele de teren trebuie menționată, ca în tot Bărăganul dealtfel, prezența unor orizonturi de nisipuri de dune fosile, care

[1] Vezi fig. 30.

apar în versantul abrupt din nord, ca şi la sud de Brăila, în profilul de la Gura Vadului, situat în versantul dunărean (planşa VII).

Din analiza acestor foraje rezultă o mare asemănare cu litologia depozitelor din Bărăganul de mijloc. Argila bazală sau uneori argila marnoasă se află la adîncimi variabile, ceea ce indică un relief vechi. În continuare urmează un orizont de nisipuri simple, uneori cu plăci grezoase, alteori argiloase, după care se trece în sus la complexul loessic, prăfos sau argilos, cu intercalaţii de nisipuri de dune fosile, argiloase sau prăfoase şi care conţin în cele mai multe cazuri apă. Tranziţia de la acest complex la nisipurile de sub el nu este peste tot clară. În partea situată mai în vest, în prelungirea interfluviului Călmăţui—Buzău, trecerea spre zona de divagare se face printr-un martor loessic, situat între Făurei şi Cilibia şi al cărui profil geologic se poate urmări în forajul 8 (Cilibia), unde sub loessul care ajunge pînă la 8,90 m se găsesc depozite aluvionare pînă la 22,90 m şi apoi se trece într-o argilă prăfoasă, nisipoasă cenuşie-gălbuie (planşa a VII-a), care aparţine probabil cîmpiei piemontane a Rîmnicului. În continuare, spre NV se află întinsa cîmpie aluvială a Buzăului, care separă conul-deltă pleistocen, acoperit cu loess al Buzăului şi Piemontul Rîmnicului.

Această cîmpie de luncă, larg bombată, datorită conurilor de dejecţie joase şi succesive ale Buzăului actual, a constituit cauza principală a schimbărilor hidrografice din acest sector şi care a dus la separarea Buzăului de Călmăţui.

B. CÎMPIILE PERICOLINARE DIN MARELE GOLF PLEISTOCEN DE NORD, NORD-EST ŞI DE LA CONTACTUL CU PODIŞUL DOBROGEI

Unităţile geomorfologice expuse în continuare sînt axate în primul rînd pe cursul inferior al Siretului, care constituie, în acelaşi timp, zona de contact dintre Subcarpaţi şi Podişul Moldovei, iar în al doilea rînd, pe cursul sud-nord al Dunării la contactul cu Podişul Dobrogei.

Întreg acest ansamblu este dominat de curbura subcarpatică şi de confluenţa Siret-Dunăre. Cele trei regiuni geomorfologice principale cu care încheiem această grupă sînt: *cîmpia piemontană a curburii*, situată între Buzău şi Zăbala, *cîmpia Bîrladului inferior* sau *Cîmpia Tecucilor*, *cîmpia de nivel de bază a Siretului şi cîmpia ostroavelor Dunării* — partea cea mai coborîtă a Cîmpiei Române. Toate aceste regiuni care converg spre axa hidrografică Siret—Dunăre, se leagă între ele atît prin caracterul accentuat sub raport actuo-tectonic, cît şi sub raport morfofuncţional prin umezirea excesivă a solurilor, datorită inundaţiilor de vale şi influenţei apelor freatice. Nu lipsesc de aici solurile saline sau alcalice, iar drenajul de suprafaţă este din ce în ce mai bine exprimat cu cît altitudinea creşte, începînd de la nivelul luncilor în sus. Aportul de materiale detritice nisipo-argiloase predomină asupra celui psamo-psefitic, iar ca urmare devine posibilă predominarea solurilor aluviale bogate în substanţe nutritive şi de aici rezultă marea importanţă a celei mai coborîte trepte a reliefului Cîmpiei Române, dominată de procesele de acumulare fluviatilă şi lacustro-mlăştinoase.

1. CÎMPIA PIEMONTANĂ A CURBURII

Cîmpia piemontană a curburii[1] este limitată la sud de albia Buzăului, unde este destul de lată, după care se îngustează mult, ajungînd chiar sub forma unui mic golf pînă la confluenţa Trotuşului. Convenţional, limita Cîmpiei Române se opreşte la Panciu pînă unde Cîmpia Focşanilor are o lăţime ceva mai mare. În aceeaşi direcţie se îngustează şi Cîmpia Siretului inferior, care atinge cea mai mare lăţime în dreptul albiei Buzăului.

Contactul cu Subcarpaţii este indicat de linia localităţilor Cernăteşti—Topliceni—Bordeşti—Odobeşti—Jariştea—Găgeşti, vest Panciu. Longitudinal, cîmpia piemontană se desfăşoară sub formă de trepte ce descresc ca altitudine spre cîmpia Siretului, către care trecerea se face gradat şi lin prin conuri de dejecţie întinse şi plate. În ansamblu, ea reprezintă o succesiune de conuri de dejecţie suprapuse şi juxtapuse, adevărate evantaie de materiale grosiere şi fine cu direcţii variate (SE, E şi NE), în raport cu direcţia albiilor şi asocierea lor în complexe aluvio-proluviale mai mari. Vîrsta acestora se poate vedea în profilele din partea I (vezi figura 33 g, h, i, j).

Trei sînt asociaţiile principale de conuri aluvio-proluviale: a) *prima* şi cea mai lată se află între rîurile Buzău şi Rîmnicul care constituie *cîmpia piemontană a Rîmnicului*[2], denumită impropriu de G. Vâlsan (1915), Podişul Rîmnicului, încinsă la exterior de albia semicirculară a Buzăului, dar care genetic se prelungeşte peste aceasta în Cîmpia Brăilei aşa cum s-a arătat; b) *a doua*, mai îngustă, se desfăşoară între văile Rîmnicul şi Milcovului, denumită *cîmpia piemontană Gugeşti*, localitate situată pe rîul Rîmna, iar c) *a treia*, situată în continuare spre nord şi care ajunge pînă în valea Zăbala, este *cîmpia piemontană Focşani*, unde cel mai important este conul aluvionar format de Putna şi mărginit în sud de către rîul Milcov.

Spre Cîmpia Siretului, cîmpia piemontană este limitată de linia ce uneşte localităţile Mirceşti—Bizigheşti—Gologani—Vîjîitoarea—Mihălceni şi Racoviţa (pe Buzău). Aceasta poate fi numită *cîmpia piemontană propriu-zisă*, neinundabilă la revărsările din albiile rîurilor, care înclină uşor spre est şi sud-est. În continuare urmează treapta cea mai joasă, de tranziţie şi care se suprapune luncii Siretului, tot sub formă de conuri de dejecţie cu direcţii variate şi care au împins spre est albia Siretului. Privită din gura pîlniei Siretului, mărginită de cîmpiile mai înalte ale Brăilei şi Covurluiului, cîmpia piemontană a curburii are forma unei mari convergenţe, limitate la exterior de rîurile Zăbala, Buzău şi Siret, spre ultimele două îndreptîndu-se întreaga hidrografie minoră cu direcţii diferite, în raport cu morfodinamica conurilor de dejecţie, comandată şi ea de mişcările tectonice pleistocene şi actuale, mai accentuate aici ca oriunde în altă parte a Cîmpiei Române (fig. 92).

A doua convergenţă hidrografică se află între Putna şi Rîmnicu ale cărui braţe indică diferite texturi convergente şi divergente, rezultate prin dinamica diferitelor generaţii de conuri, care prin suprapunere şi juxtapunere, de înaintare succesivă frontală şi laterală ajung pînă în albia Siretului.

Prima convergenţă hidrografică reprezintă, de fapt, triunghiul tectonicii active din cotul Subcarpaţilor, care se reflectă în morfologia celei mai accentuate regiuni neotectonice a ţării noastre prin schimbări de albii şi confluenţe

[1] De zona de contact Subcarpaţi-cîmpie s-a ocupat H. Grumăzescu (1973) pe baza generalizării unor curbe hipsometrice şi a unor formule matematice în legătură cu dinamica albiilor, dar fără nici un profil geomorfologic concret de teren.

[2] Aici sînt cunoscute structurile ca zăcăminte de hidrocarburi Oprişăneşti, Balta Albă, Ghergheasa, Roşioru, Boldu, Bobocu (D. Paraschiv, 1975).

la care au fost supuse toate rîurile carpatice, inclusiv Bîrladul, situat pe stînga. Tot în sfera de influență a acestui triunghi tectonic de curbură intră și Cîmpia Brăilei, dar care are o așezare mai periferică și unde Buzăul a avut o evoluție recentă destul de interesantă (vezi fig. 91).

Dintre fîșiile longitudinale piemontane, cea mai înaltă cu altitudine absolută de 160—180 m se conturează destul de clar și ea se apropie ca vîrstă după profilele geologice de la Topliceni și Oreavu, de cîmpia înaltă Poiana-Nicorești. Pentru restul celorlalte trepte, vîrsta este indicată de alte profile, cum sînt cele de Obrejița (valea Slimnicului) din planșa a VIII-a, Satu Nou (SE de Panciu), ca și de profilele cu privire la loess din partea întîi.

Analiza forajelor și rezultatele lor. Între cele mai adînci, amintim forajele de la Buzău și Rîmnicu Sărat (planșa a VII-a), din care se vede predominarea depozitelor piemontane ritmice, după care urmează în adîncime alte complexe marnoase, argiloase cu nisipuri, pietrișuri etc.

Pe baza analizei forajelor de adîncime mai mică, rezultă cîteva date care rețin atenția mai mult și anume că la suprafață, cîmpia piemontană a Rîmnicului este acoperită de o cuvertură constituită din depozite loessice prăfoase, nisipoase sau argiloase, cu grosimi destul de mari, ca de exemplu, la gara Boboc, 31,50 m, sub care urmează un orizont subțire, nisipuri grosiere și de bolovănișuri de numai 4,30 m. În alte profile, cum sînt cele de la localitățile Boboc-sat, nord Fleva, Galbenu, Cochirleanca, Roșioru, această cuvertură superficială loessică are grosime de 20—35 m. Chiar și în profilele situate mai la exterior în lungul văii Buzăului, cum sînt cele de la Stîlpu, Scurtești, Săgeata, Bănița, Vișan, se observă că forajele după ce străpung depozitele loessice cu grosimi de 10—15 m ajung în depozite argilo-marnoase cu intercalații de nisipuri, cu grosimi de 15—20 m, asemănătoare cu cele de Mostiștea, unele chiar fosilifere.

În forajul de la Cuza Vodă (planșa a VIII-a), cu așezare destul de periferică, se constată prafuri nisipo-argiloase loessice pe 7 m grosime, apoi între 10 și 38,50 m apar argile și nisipuri, după care urmează un orizont destul de subțire de pietrișuri și nisipuri. La Salcia, forajul a străpuns pe 21 m numai prafuri, nisipuri și argile prăfoase. La Erculești, acest complex atinge 25,50 m, după care urmează un orizont de nisipuri fine și grosiere, iar mai departe se trece într-o argilă compactă. Forajul de la Pușcăeni (planșa a VIII-a) confirmă cele de mai sus. În forajele de pe direcția vechilor trasee ale rîului Rîmnicul Sărat, cum este cel de pe valea Coțofenei (foraj Balta Albă), apoi forajele pe văile localităților Ghergheasa, Sălcioara, Orzăneasca și Robeasca, cu datele respective, confirmă prin pietrișurile și nisipurile existente schimbările hidrografice ce au avut loc aici. În gura văilor părăsite de Rîmnicu Sărat sînt instalate în cuvete asimetrice și largi limanele fluviatile Jirlău, Amara și Balta Albă, caracterizate prin distribuția lor divergentă și importante procese de abraziune și acumulare litorală.

Tot aici poate fi delimitată destul de bine zona de descărcare a apelor freatice din conul imediat al Rîmnicului pe linia satelor Ziduri, Orzăneasca, Heliade Rădulescu, Sălcioara și Boldu în jurul cărora apare o întinsă zonă mlăștinoasă. Dintre conurile de aluviuni mai bine conturate sînt cele din marea convergență Rîmna—Putna în mijlocul cărora, pe canalul Cacaina Nouă, se află orașul Focșani.

La nord de valea Rîmnicului, în toate forajele din localitățile Voetinu, Căiata, Obilești, Focșani, Mîndrești, ca și în cele mai periferice, cum sînt cele de la Mirceștii Vechi, Boțîrlău, Vulturi, Măicănești se confirmă peste tot

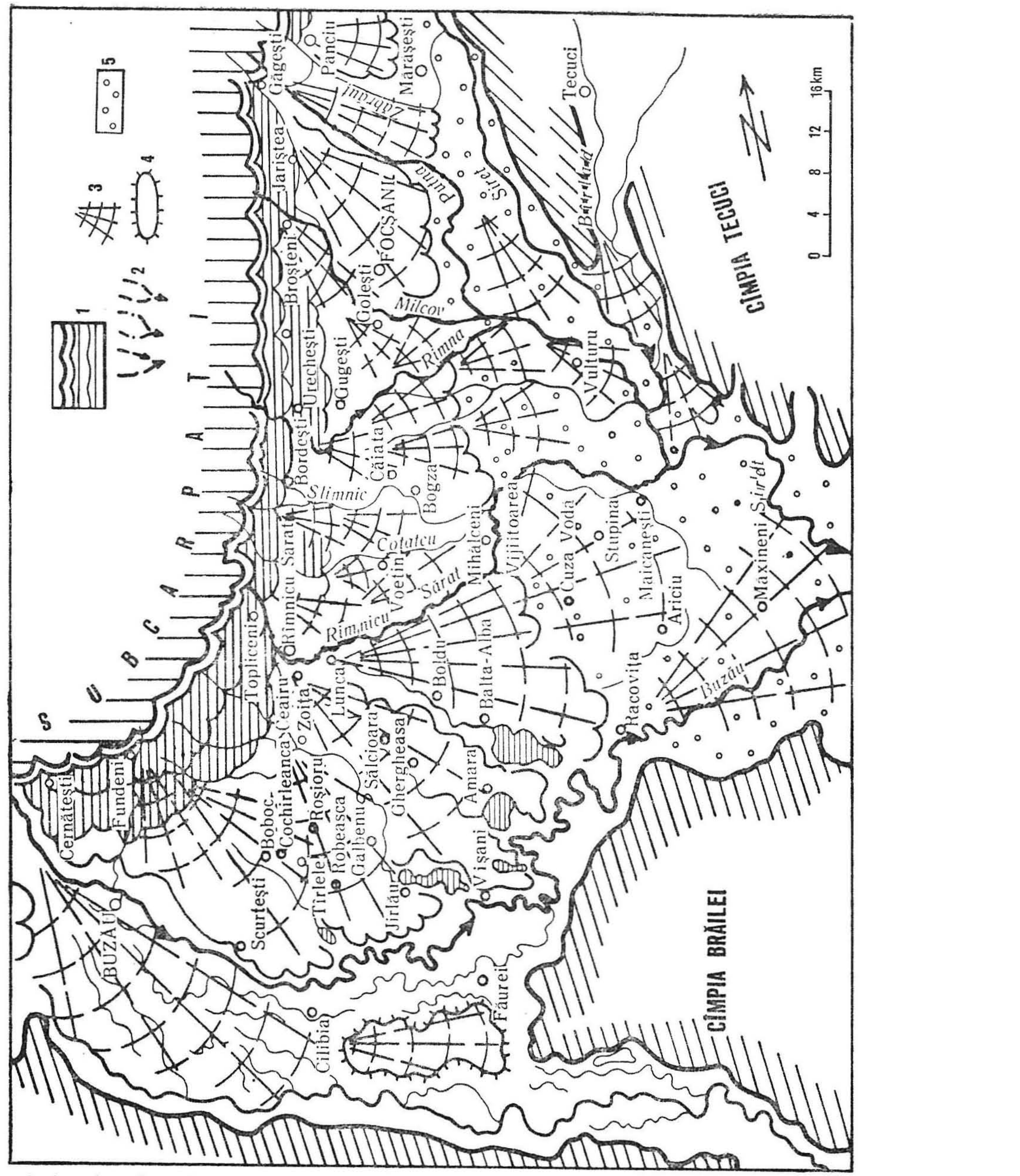
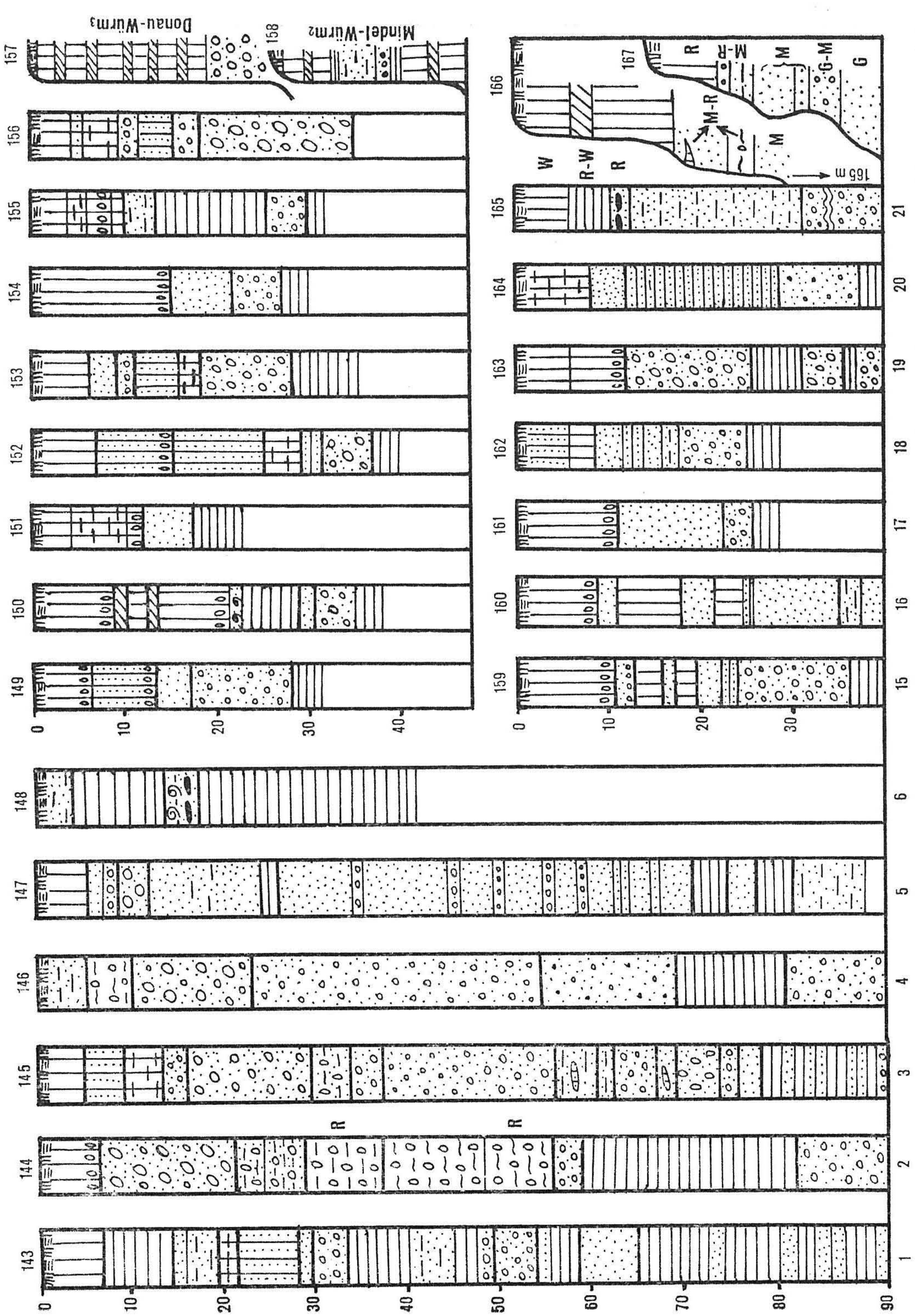


Fig. 92 — Zona curburii pericolinare dintre Buzău și Zăbala — polul neotectonic al Cîmpiei Române:

1 — trepte piemontane înguste, *2* — convergențe hidrografice interconice; *3* — diferite generații de conuri aluvionare; *4* — martori aluvionari izolați; *5* — contactul cu luncile învecinate



Planşa a VIII-a (143—167) — Foraje în cîmpiile marelui golf nordic şi în cîmpia de subsidenţă Siret—Dunăre

prezenţa depozitelor piemontane ritmice, cu numeroase orizonturi de pietrişuri şi bolovănişuri, ca şi trecerea spre cîmpia de subsidenţă a Siretului inferior, care, de cele mai multe ori nu poate fi surprinsă decît litologic şi mai ales pedologic.

Probleme importante sub raport agroameliorativ se pun mai ales la periferia cîmpiilor piemontane şi în special la nord de valea Rîmnicului, unde apa freatică se află la adîncimi destul de mici, sub 5 m, la care se adaugă şi unele zone de salinizare a solurilor.

2. CÎMPIA TECUCILOR

Cîmpia Tecucilor reprezintă partea de nord-est a golfului pleistocen al Cîmpiei Române, tot cu caracter pericolinar, situată în cursul inferior al Bîrladului, ea cuprinzînd atît terasele şi lunca acestuia, cît şi pintenul piemontan, terasat al Cosmeştilor din Deal, situat între Siret şi Bîrlad. Prin acoperişul de loess şi dune, Cîmpia Tecuci are un evident caracter poligenetic.

Spre nord, aceasta înaintează ca o pană în lungul Bîrladului pînă la localitatea Ghidigeni, de unde începe terasa cea mai înaltă a acestui rîu, după care limita spre podişul şi cîmpia înaltă Covurlui—Galaţi se poate urmări în lungul unui glacis de versant prelung, limitat de localităţile Cîrlomăneşti—Corod—Valea Mărului şi apoi în lungul versantului stîng al văii Gerului, pînă la localitatea Vameş, situată la contactul cu lunca Siretului. Spre vest, sud-vest, versantul drept, abrupt al Bîrladului şi apoi glacisul loessic prelung dintre Pădurea Ţigăneşti şi Nicoreşti[1] o delimitează pe o zonă de contact cu altitudini sub 160 m, ca şi pe latura de est.

În afară de altitudinea mai coborîtă, Cîmpia Tecucilor iese în evidenţă prin sistemul de rîuri paralele sau perpendiculare pe cursul Bîrladului (cu cei doi afluenţi de pe stînga — Blăneasa şi Corozel, şi Tecucel pe dreapta), Călmăţui şi Geru (situat la limita de est), cu văi simetrice, dar cu relieful de cueste în sectoarele cu direcţie est-vest din lungul văilor secundare (Blăneasa şi Corozel) Paralelismul văilor amintite este rezultatul influenţei structurii tabulare monoclinale pe care se dezvoltă o hidrografie consecventă.

Forma de culoar, orientat de la nord la sud a Cîmpiei Tecucilor, a influenţat dinamica eoliană locală şi respectiv, microrelieful de dune, cu aceeaşi direcţie predominantă. Această cîmpie a făcut obiectul cercetării dunelor de către N. F l o r e a (1952, 1955) şi a tezei de doctorat a lui A l. O b r e j a (1956), care a publicat o serie de lucrări separate cu privire la zona de subsidenţă, nisipurile de dune şi la terasele Bîrladului (1956 a, 1956 b, 1961) şi ale cărui rezultate le folosim şi noi aici. Relieful major al acestei cîmpii îl constituie terasele Bîrladului, separate de autorul amintit, sub denumirea de terasa Tecuci (5—8 m), terasa Cernicari (10—20 m) şi terasa Ghidigeni (40—70 m), care cronologic se încadrează fazelor mai noi post mindel-rissiene. Faza lacustră Mindel-Riss a fost scoasă în evidenţă de C. B r ă t e s c u (1944—1945), atît pe baza profilelor de loess, citate în partea întîi, cît şi pe baza interpretării profilelor geologice din lucrarea lui R. S e v a s t o s (1907), cum sînt cele de la Corod, Vameş şi altele (planşa a VIII-a), care a afirmat pentru prima dată prezenţa lacului pleistocen.

Microrelieful dunar, reprezentat prin forme pozitive şi negative orientate pe direcţia nord-sud între oraşul Tecuci şi Hanu Conachi, se suprapune terasei

---

[1] Piemontul Poiana-Nicoreşti aparţine Cîmpiei Române în sensul ei larg agro-geografic ca parte a Cîmpiei înalte Covurlui-Galaţi.

Cernicari şi el este asociat după autorul amintit, foarte strîns cu cel de grinduri fluviatile, aşa cum dealtfel indică şi nisipurile rezultate din forajul de la Barcea.

Forajele şi analiza lor[1]. Cele cîteva foraje (planşa a VIII-a) din Cîmpia Tecucilor, situate pe diferitele trepte de relief, cum sînt cele de la Negrileşti, Iveşti, Hanu Conachi, Matca, Griviţa şi Călmăţui confirmă — în general — prezenţa diferitelor orizonturi psamo-psefitice, mai ales pentru terasa Cernicari (forajele de la Iveşti şi Hanu Conachi) şi terasa Ghidigeni (forajul de la Matca), ca şi prezenţa unor nisipuri de dune fosile (forajele de la Matca, Griviţa, Călmăţui, Iveşti, Hanu Conachi).

În lunca Bîrladului, mai ales în aval de oraşul Tecuci şi în zona de confluenţă cu Siretul, ca şi pe terasa joasă cu nisipuri de dune din sectorul Barcea—Hanul Conachi, excesul de umiditate s-a resimţit destul de accentuat, ca şi unele influenţe de salinizare şi eroziune eoliană.

C. CÎMPIILE DE NIVEL DE BAZĂ

Acestea sînt reprezentate de cîmpia Siretului inferior şi delta interioară a Dunării în cuprinsul Bărăganului. Situate la intersecţia a două mari sisteme de fracturi de adîncime, cu direcţii predominante V-E (falia Focşani—Galaţi—Tulcea, falia Peceneaga—Camena, falia Capidava—Ovidiu etc.) şi N-S (falia Galaţi—Hîrşova), aceste unităţi ies în evidenţă prin altitudinea cea mai coborîtă din cuprinsul Cîmpiei Române şi printr-un grad de seismicitate destul de accentuat în legătură cu marea curbură carpato-subcarpatică, situată în imediata ei apropiere. Forma de culoar unghiular, axat pe confluenţa Siret—Dunăre, constituie elementul morfohidrografic principal şi care reflectă la suprafaţă caracterul intens faliat al fundamentului (vezi şi profilul longitudinal al albiei Dunării — fig. 51, care în aval de Cernavodă cade sub 0 m marin). Toate aceste elemente, plus intensa acumulare actuală, poziţia şi altitudinea ei între 8—12 m, conferă acestui întreg ansamblu geomorfologic, caracterul dominant de *cîmpie de nivel de bază*, care se prelungeşte pînă la ţărmul Mării Negre şi se termină cu Delta Dunării (P. C o t e ţ, 1973).

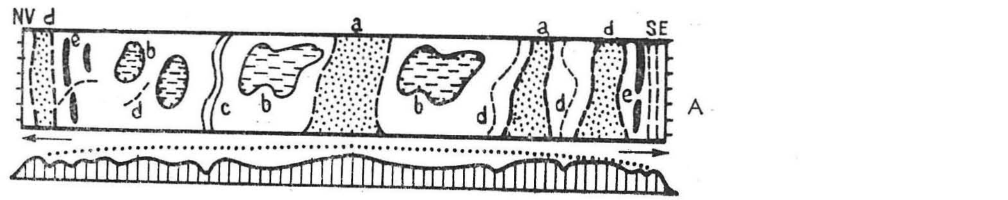
1. CÎMPIA SIRETULUI INFERIOR-NĂMOLOASA

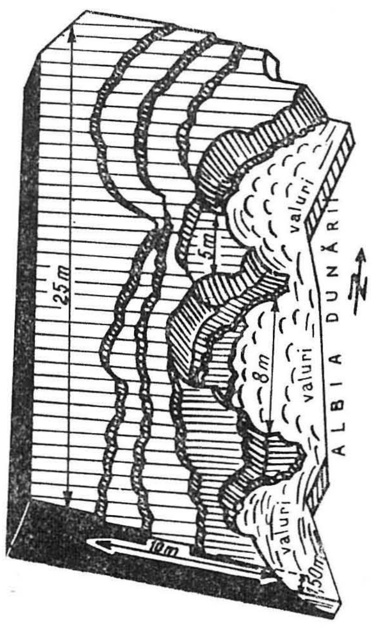
Aceasta este o cîmpie de confluenţe, inundabilă la marile revărsări, şi în care are loc un puternic remuu la contactul cu Dunărea. Aşa cum s-a menţionat mai înainte, această cîmpie a luat naştere prin marile pendulări ale albiei în spaţiul larg dintre cîmpiile învecinate mai înalte şi prin acumularea unor bogate aluviuni ale Siretului şi mai ales ale rîurilor afluente carpatice, care au împins albia acestuia mai mult spre malul stîng, unde aportul Bîrladului a fost însă mai redus. Analiza forajului de la Vădeni, situat la contactul cu Lunca Dunării, scoate în evidenţă predominarea materialului nisipo-argilos pe grosimi ce depăşesc 120 m grosime, acoperit la suprafaţă de complexul aluvionar holocen în care apar şi unele elemente mai grosiere (nisipuri şi rare pietrişuri mărunte), precum şi diferite soluri îngropate sub aluviuni mai noi (planşa a VIII-a).

[1] Vezi şi datele geologice din partea întîi după C. B r ă t e s c u din fig. 33.

2. CÎMPIA OSTROAVELOR DUNĂRII

Aceasta este reprezentată în cazul dat numai prin lunca ei largă care constituie în ansamblu „Balta Dunării", formată de cele două ostroave mari — Brăila şi Ialomiţa. Avînd o cuvertură holocenă de aluviuni în grosime de 10—20 m, Lunca Dunării are în bază depozite pleistocene şi mai rar pliocene, cu grosimi foarte mari, care la Giurgeni ajung la peste 160 m adîncime. Analiza acestui foraj arată predominarea complexului psamo-psefitic care se prelungeşte din regiunile mai înalte ale Cîmpiei Române pînă aici. Aceeaşi constatare este valabilă şi pentru linia de foraje Vlădeni—Topalu din Ostrovul Ialomiţei (planşa a VIII-a), unde predomină tot complexul psamo-psefitic a cărui îngroşare la nord de linia Feteşti—Cernavodă — se explică prin fracturarea plăcii cretacice (cu aspect de suprafaţă de eroziune între Turnu Măgurele şi nord-Feteşti, situată imediat sub patul aluvionar al Dunării) şi care cade la adîncimi mari în apropiere de Hîrşova. O suprafaţă de eroziune, situată la circa 20—30 m, se află şi sub Ostrovul Brăilei, dar numai pe latura dobrogeană pînă la falia Galaţi—Hîrşova, care trece în lungul braţului Dunărea Nouă. În cuprinsul celor două ostroave ale Dunării se găsesc şi aluviunile teraselor scufundate ale Dunării, aşa cum s-a arătat în partea întîi. Un alt profil general executat între Feteşti şi Cernavodă indică pe o grosime de 30—35 m trei complexe litologice cuaternare — *unul* în bază, de pietrişuri, *altul* mijlociu, de nisipuri şi *ultimul*, cel superior, constituit din argile nisipoase, sub care urmează depozite pliocene foarte subţiri, care stau direct pe formaţiunile





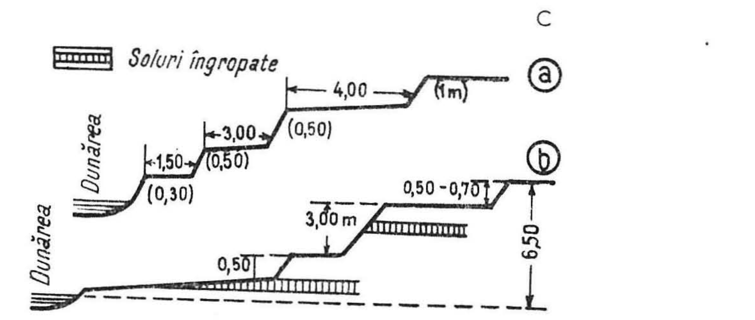


Fig. 93 — Aspecte din microrelieful Luncii Dunării în Ostrovul Ialomiţei (d u p ă P. C o t e ţ, 1970):
A — profil morfologic general între Feteşti — Dudeşti — Rasova, în plan orizontal şi în profil; B — microterase datorite oscilaţiilor de nivel ale apei Dunării la Ghindăreşti, cu altitudinile respective repezentate într-o bladiogramă; C — idem sub formă de profile caracteristice.

cretacice erodate. La Piua Pietrii, cuvertura cuaternară şi pliocenă are 170 m grosime, iar spre interiorul Cîmpiei Române, ea se îngroaşă treptat avînd la Ciochina 840 m, la Alexeni 1 734 m, iar la Coşereni 1 969 m (localităţi situate în lungul văii Ialomiţei).

În prezent, morfologia actuală a Luncii Dunării a fost mult transformată de om prin marile lucrări de îndiguire şi desecare necesare economiei naţionale.

În cuprinsul depozitelor din Lunca Dunării se remarcă de asemenea numeroase orizonturi de turbă care indică fazele subaeriene-mlăştinoase prin care ea a trecut începînd din pleistocenul superior şi pînă în holocen (P. C o t e ţ, 1967). Morfologia reliefului din cele două mari ostroave ale Dunării a fost analizată de autor (P. C o t e ţ, 1967 a, 1970 a), deosebindu-se *lunca interioară*, cuprinsă între braţele Dunării cu caracter lacustro-mlăştinos mai accentuat începînd de la balta Ialomiţei la cea a Brăilei şi *lunca externă*, marginală, care apare ca fîşii înguste, laterale.

Dintre aceste fîşii marginale cea mai mare se află în dreptul gurii Călmăţuiului, unde conul aluvionar al acestuia a împins albia, braţul principal al Dunării spre est. În cuprinsul celor două mari ostroave se găsesc altele mai mici, separate de braţele secundare, cum sînt Răul şi Vîlciu. Micromorfologia Luncii Dunării constă din forme pozitive şi negative cu întinderi şi poziţii diferite (fig. 93). Nu lipsesc nici braţele părăsite, privalurile, cuvetele lacustre şi japşele, grindurile braţelor principale şi secundare, microdeltele japşelor în cuprinsul depresiunilor interioare, conurile aluvionare laterale etc. Dintre acestea din urmă, cel al Călmăţuiului se impune mai mult atenţiei prin aspectul lui semicircular, scos în evidenţă nu numai de forma şi depozitele respective, ci şi de hidroizohipsele apelor freatice din schiţa lui C. I v a n (1973).

Un alt element de microrelief, care atrage atenţia, este prezenţa teraselor joase ca trepte de 1—5m, rezultate din oscilaţiile sezoniere ale nivelului apelor Dunării, redate în fig. 93.

Tot în încheiere reamintim aici rolul tectonicii active, datorită faliilor marginale, aşa cum s-a văzut în fig. 29 din partea întîi.

[1] Vezi *Guide des excursions* — Symp. intern. de géomorphologie appliquée — Roumanie, 1967, Cluj, pag. 58.

Capitolul XI

GRUPA REGIUNILOR GEOMORFOLOGICE VESTICE ŞI NORD-VESTICE

Situată la vest de Olt, această grupă aparţine după cum se cunoaşte din literatura de specialitate, Cîmpiei Olteniei, valea Oltului reprezentînd axa principală de separare a acesteia de Cîmpia Munteniei, mult mai complexă sub raport genetic şi morfofuncţional. Avînd în vedere că acestei mari unităţi i-a fost consacrat un studiu special de geomorfologie şi de geologia cuaternarului (P. C o t e ţ, 1957), care a servit extinderii cercetărilor hidrogeologice, geotehnice şi a stat la baza întocmirii memoriilor agrogeologice, geotehnice, pedologice ale diferitelor localităţi, ne oprim aici mai mult asupra bogatului material de foraje pentru completare sub raport aplicativ. Tot aici trebuie subliniat că această grupă prezintă cel mai mare grad de dunificare din toată Cîmpia Română, de unde rezultă întinderea mare a nisipurilor eoliene provenite în urma eroziunii fluviatile a depozitelor pliocene şi pleistocene mai vechi. Nu lipsesc din cuprinsul acestei grupe structurile petrolifere, mai ales între Olt şi Jiu (D. P a r a s c h i v 1975).

Grupa vestică şi nord-vestică. *Scurtă caracterizare morfofuncţională*[1]. Sub acest aspect, această grupă prezintă elemente morfologice şi pedo-bioclimatice care se întîlnesc în unităţile anterioare, microrelieful de dune, cu nisipurile respective ocupînd suprafeţe destul de mari. Cu lăţime mai mare între Olt şi Desnăţui, unde cîmpurile interfluviale scad treptat ca dimensiuni, ea capătă aspectul unui culoar depresionar, începînd de la Calafat şi Pleniţa, spre NV şi care se înfundă spre Drobeta Turnu Severin. Solurile argilo-iluviale brun-roşcate au cea mai mare răspîndire la nord de linia Caracal—Bîzdîna—Radovan—Gogoşu, iar în rest, predomină cernoziomurile, solurile nisipoase şi aluviale.

Precipitaţiile medii anuale (1896—1970)în perioada de vegetaţie au valori sub 300 mm, ajungînd chiar la valori mai mici între localităţile Cetate şi Deveselu (sub 250 mm), ca şi în sectorul Slatina—Stoeneşti din valea Oltului.

Litologia, prin predominarea depozitelor loessice şi a nisipurilor de dune, ca şi prezenţa cernoziomurilor dezvoltate pe ele, influenţează apele freatice şi generează unele sectoare cu exces de umiditate de tip freatic, cu suprafeţe mai reduse pe interfluviul Leu—Rotunda—(Cîmpia Dioştilor) şi mai mari în Cîmpia Băileşti. Sub raport hidrogeologic, sectorul vestic şi nord-vestic este dominat de întinderea mare a depozitelor aluvionare de terase şi lunci, la care se adaugă depozitele piemontane şi fluvio-lacustre cu numeroase intercalaţii de faciesuri psamo-psefitice bogate în ape subterane. La excesul de umiditate de tipul interfluviilor sau podurilor de terase, mult mai redus ca întindere, în

[1] Detalii vezi în *Cîmpia Olteniei — studiu geomorfologic* (P. C o t e ţ, 1957).

raport cu celelalte grupe analizate, amintim inundaţiile din lungul văilor, ca şi deficitul de umiditate din perioadele secetoase de pe terasele Oltului, Dunării şi Jiului, mai ales în sectoarele de dune. Sub acest aspect se impune extinderea sistemelor de irigaţie, unde apropierea de reţeaua hidrografică principală (Dunăre, Olt, Jiu şi altele) reprezintă o condiţie mai favorabilă decît în alte regiuni ale Cîmpiei Române, situate mai la interior.

A. CÎMPIILE DINTRE OLT ŞI JIU (CÎMPIA CARACALULUI)

Începem această analiză regională contrar obişnuinţei, adică de la est spre vest şi aceasta din necesităţile scopului propus — de a servi mai mult laturii practice, funcţionale. Acest scop corespunde în acelaşi timp cu geneza şi evoluţia diferită a regiunilor prezentate, cunoscut fiind faptul că interfluviul Leu—Rotunda constituie cel mai întins pinten piemontan, villafranchian din Cîmpia Olteniei. În acelaşi timp, trebuie subliniat că în valea Oltului există cel mai complet sistem de terase fluviatile, numeroase elemente paleontologice şi paleopedologice, care pot servi mai bine la stabilirea unei cronologii pleistocene mai precise, aşa cum dealtfel s-a arătat în partea întîi. Toate acestea converg şi corespund unei analize regionale, cît mai reale sub raport ştiinţific şi aplicativ.

Cîmpia dintre Olt şi Jiu poate fi considerată ca o unitate de tranziţie între regiunile descrise pînă aici, unde cîmpurile interfluviale sînt predominante şi regiunile situate în continuare spre vest şi nord-vest, care aparţin din ce în ce mai mult teraselor Dunării, cu care se confundă Cîmpia Română la vest de Desnăţui.

Cunoscută sub denumirea de *Cîmpia Caracalului* (P. C o t e ţ, 1957) sau *Cîmpia Romanaţi* (după unii geografi), aceasta cuprinde un teritoriu destul de vast, acoperit aproape jumătate de nisipul dunelor longitudinale sub forma unui „platou eolian" asimetric, care începe în zona Craiova şi ajunge în sud pînă la Bechet, iar de aici pînă în apropiere de Corabia. Sursa acestora se vede clar din prezenţa luncii Jiului în partea opusă a acestui platou, situat pe direcţia principală a vînturilor dominante. În cuprinsul Cîmpiei Caracalului se desprind o serie de subunităţi, în raport cu trăsăturile morfologice principale, impuse de prezenţa interfluviilor şi a văilor, binecunoscute din literatura de specialitate. Începînd de la nord (de la linia Cîrcea—Balş—Dealul Sarului—Slatina) şi pînă în albia Dunării, aici se disting trei regiuni geomorfologice:

1. CÎMPIA OLTEŢULUI INFERIOR

Aceasta constituie partea cea mai nordică cu fragmentare mai mare şi energie de relief mai accentuată, uneori cu aspect deluros, drenată de bazinele hidrografice Olteţ şi Teslui. De forma unui triunghi cu vîrful pe confluenţa Tesluiului, această unitate, care ajunge în sud pînă pe linia Teascu—Leu—Valea Tesluiului la Stoeneşti, cuprinde trei porţiuni — *vestică*, compusă din lunca şi terasele dunificate ale Jiului; *centrală*, de tip interfluvial (cîmpul Leu), drenată de valea adîncă şi terasată a Tesluiului şi *estică*, o cîmpie de terase şi lunci, ce aparţin Oltului şi Olteţului.

2. CÎMPIA DIOŞTILOR

Aceasta reprezintă partea interioară cea mai întinsă, în care Cîmpul Leu—Rotunda constituie forma dominantă, lipsită de drenaj, dar cu ape freatice la mică adîncime în zona Apele Vii şi fluctuaţii sezoniere, aşa cum arată ei şi la care se adaugă, în vest pînă la Sadova, Cîmpia Dobreştilor, operă a Jiului, lunca umezită şi plină de braţe părăsite şi terase dunificate, care trec uşor spre cîmp, iar în est, pînă la linia Vădastra—Isbiceni se află Cîmpia Traian, operă a Oltului, cu terase largi, slab drenate de văi deluviale, paralele şi cu luncă întinsă ce ajunge pînă la nord de Liţa.

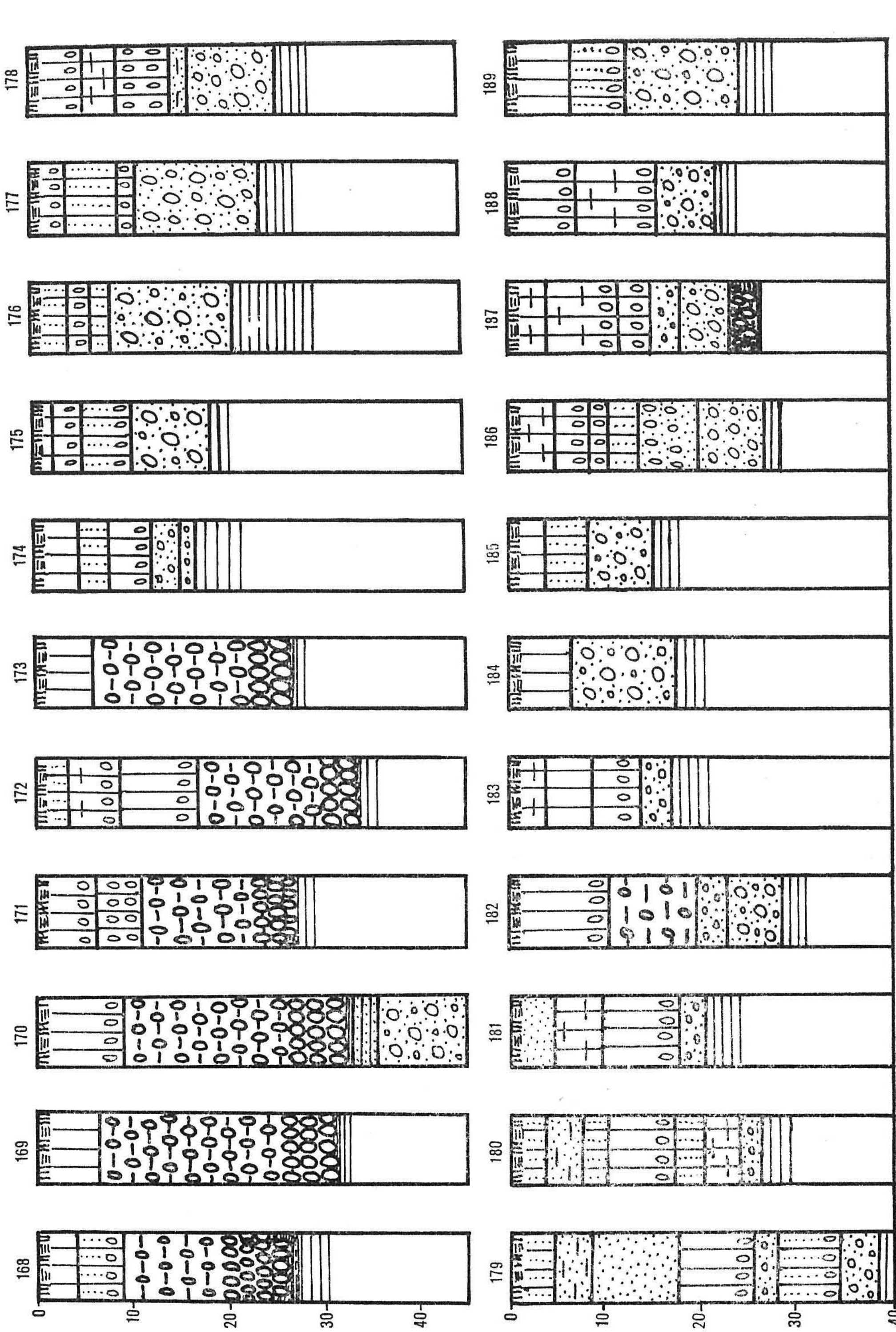
3. CÎMPIA BECHET—CORABIA (DĂBULENI)

Formată din terasele Dunării, Jiului şi Oltului şi acoperită cu dune longitudinale solificate pe cea mai mare parte şi care domină cîmpiile mărginaşe de luncă, din lungul Dunării şi Jiului şi Oltului, în zonele de confluenţă. Ceea ce se remarcă în Cîmpia Caracalului este repartiţia aproape proporţională a cîmpului înalt, a teraselor şi luncilor, care se succed spre exterior în ordine cronologică şi chiar morfofuncţională, considerînd că luncile sînt formele de relief în care lucrările de irigaţie se pot folosi mai uşor şi mai eficient în raport cu terasele sau cîmpurile.

Tot aici trebuie arătat că microrelieful dunar depăşeşte ca întindere pe cel sufozional, care apare mai ales pe terasele Oltului. Influenţa eoliană se vede în morfologia reliefului, destul de pregnant, nu numai prin orientarea coamelor de dune, ci şi prin întreg sistemul de văi interdunare, cu direcţie VNV—ESE, şi care apare atît pe terasele Jiului, Oltului şi Dunării, cît şi spre cîmpul Leu—Rotunda. Prezenţa celor două trepte morfologice pe interfluviul Leu—Rotunda distinse de C. O a n c e a, M. P a r i c h i (1968) este legată de acumularea iniţială piemontană şi nu de activitatea Dunării.

Analiza forajelor. În legătură cu această problemă trebuie precizat că aici diferenţierea dintre depozitele din cuprinsul Cîmpului Leu-Rotunda şi depozitele de terase este mai clară ca în oricare altă regiune a Cîmpiei Române şi aceasta datorită crustei calcaroase, care aici acoperă tot cîmpul amintit. Densitatea forajelor este destul de mare şi din ele s-au ales cele mai importante. Dintre cele de mai mare adîncime, amintim forajele *Lindley* de la Leu, Cîrcea, Apele Vii, Caracal (foraj Rumpel), care arată imediat sub depozitele piemontane villafranchiene sau de terasă prezenţa formaţiunilor pliocene (nisipuri, pietrişuri, argile, marne). Forajele la care ne referim mai mult au adîncimi în general de 30—50 m (planşa aIX-a) şi ele au fost împărţite în două categorii — *de interfluvii* şi *de terase*. Din prima categorie amintim forajele Cîrcea, *Mîrşani* cu crustă argilo-calcaroasă între 17,00—36,00 m şi în care există o intercalaţie de pietriş cu bolovăniş între 29,80—33,00 m; *Celaru* cu o crustă argilo-calcaroasă cu mai multe orizonturi de argile nisipoase roşcate între 21,00—43,00 m sub care urmează pietriş cu bolovăniş de numai 3 m grosime, iar în bază argilă gălbuie-cenuşie compactă; *Redea* cu o crustă argilo-calcaroasă între 15,00—26,00 m, care stă pe nisipuri şi pietrişuri cu bolovănişuri; *Dobroteşti* cu o crustă argilo-calcaroasă între 11,20—24,20 m şi apoi pietriş; *Leu* — crustă argilo-calcaroasă ce se află la 23,20—32,20 m; la *Castranova*, între 25,00—38,00 m; la *Zănoaga*, între 27,00—37,80 m etc.

În mod obişnuit, în aceste argile roşii apar bolovani de calcar sparţi de sonde din crusta calcaroasă, care de cele mai multe ori este masivă cu grosimi



Planşa a-IX-a (168–189) — Foraje în Cîmpia Olteniei

de 10–15 m sau sub forma mai multor orizonturi, separate între ele prin nisipuri, pietrişuri, argile nisipoase. La *Ciocăneşti*, ea se află între 10,00–33,00 m, iar deasupra ei stă o argilă nisipoasă cu infiltraţii de apă de 1,50 m grosime, iar imediat sub sol un nou orizont de argilă roşcată cu multe concreţiuni calcaroase.

În mod obişnuit, imediat sub sol şi pînă la această crustă se întîlnesc argile nisipoase, nisipuri argiloase, nisipuri fine sau medii cu grosimi variabile, iar sub această argilă masivă cu blocuri de calcare apare orizontul de pietrişuri cu bolovănişuri piemontane. Varietatea şi grosimea diferită a acestor depozite fluvio-lacustre denotă schimbări ale liniilor de ţărm. Caracterul calcaros al crustelor din Cîmpia Caracalului este mai pronunţat ca cel din grupa regiunilor centrale analizate mai înainte şi ele apar mai mult în mase argiloase roşcate pînă la ocru. De prezenţa nisipurilor superioare de sub loess este legată umiditatea de tip freatic din sectorul Dioşti-Apele Vii (planşa a IX-a).

Prezenţa acestor depozite la zi a fost semnalată aici în Oltenia încă de mult timp, începînd cu S a b b a Ş t e f ă n e s c u (1896), continuînd apoi cu I. P. I o n e s c u-A r g e t o a i a (1918), M. P o p o v ă ţ (1945), P. C o t e ţ (1957) şi alţii. Dintre profilele la zi, cel mai important este profilul de la Bîzdîna, unde autorul a descris loessul roşcat calcaros, ca fiind de origine deluvială, distingînd mai multe dungi, unele mai închise şi altele mai deschise la culoare, între care una are aspect de placă calcaroasă (crustă). Ceea ce este de reţinut în legătură cu depozitul roşcat, argilos şi calcaros este provenienţa calcarului în cantităţi aşa de mari, care nu poate fi decît din regiunile calcaroase carpatice (podişurile Miroci–R. S. F. Iugoslavia), Mehedinţi, Munţii Mehedinţi) prin prafurile transportate de vînturi şi depuse în mediu lacustro-mlăştinos sau continental de uscat pentru partea superioară, aşa cum ne-am exprimat mai de mult (P. C o t e ţ, 1957).

A. C o n e a ş. a. (1974) consideră că în Burnaz, crusta calcaroasă constituie un *orizont petrocalcic* rezultat din suprapunerea mai multor soluri vechi. Pentru orizonturile superioare nu trebuie exclusă nici influenţa climatului rece, periglaciar. Aceasta teză se poate aplica şi aici.

În concluzie, argila roşcată cu aspect de crustă dură calcaroasă în profilele unde acumulările de calcar sînt mai mari constituie, din punct de vedere hidrogeologic, un reper foarte important, mai ales în Cîmpia Caracalului, sub ea urmînd depozitele psamo-psefitice şi apoi argila bazală. Orizonturile mai închise sau mai deschise sînt legate de condiţiile climatice, predominant subtropicale, ca şi de acţiunea biochimică a vegetaţiei de păduri.

Depozitele de terase apar pe toate treptele mari din văile Oltului, Jiului şi Dunării, aşa cum sînt cunoscute din lucrările de sinteză regională (P. C o t e ţ, 1957). Seriile complete de terase în cele trei mari văi şi concordanţa racordării lor ca vîrstă, începînd cu pleistocenul inferior, concomitent sau posterior villafranchianului fluvio-lacustru, este astăzi un fapt cîştigat şi pentru domeniul agricol în legătură cu sistemele de irigaţii (de tip terase, cîmp). Răspîndirea teraselor din Cîmpia Caracalului şi dezvoltarea lor asimetrică în văile Jiului şi Oltului confirmă marea bombătură Dăbuleni-Balş.

Forajele executate pe aceste terase confirmă prin depozitele respective aspectul morfologic al acestora, aşa cum arată linia de foraje Ocolna-Dăbuleni, Studiniţa-Rusăneşti şi altele (planşa a IX-a).

În valea Oltului sînt cunoscute terasele Coteana, Slatina, Caracal, Hotărani, Stoeneşti, iar în valea Jiului – terasele Circea, Şimnic, Bîrza, Malu

Mare, Rojiştea, ce se racordează cu terasele Dunării (Perişoru, Flămînda, Băileşti, Corabia, Ciuperceni), utilizate foarte des de diferiţi specialişti din alte domenii.

B. CÎMPIILE DINTRE JIU—DUNĂRE ŞI DRINCEA

Această unitate ocupă partea centrală a Cîmpiei Olteniei, orientată pe direcţie vest-est, începînd de la albia Jiului şi pînă la marele meandru al Calafatului, legat genetic de prezenţa Depresiunii Lomului. Cunoscută sub denumirea generală de *Cîmpia Băileşti*, ea este constituită aproape 90% din terase fluviatile, predominant dunărene. Acestea se desfăşoară pe fîşii longitudinale, paralele cu actuala albie a Dunării, dar acoperite cu dune pînă în apropiere de albia Desnăţuiului (dune longitudinale şi paralele ce se desfăşoară pe mai mulţi km lungime, cu direcţie VNV—ESE şi care ajung pînă în Lunca Dunării, acoperind grindurile fluviatile şi fragmentînd lacurile existente).

Perimetrul principal al platoului de acumulare şi deflaţie eoliană „este conturat de localităţile Cearîngu—Pleniţa—Moţăţei—Covei—Desa—Calafat şi Cetate, centrul cel mai important fiind Calafatul cu dune vechi ce ajung uneori şi la 20 m înălţime. La cele cinci terase ale Dunării, cunoscute din literatura de specialitate (P. C o t e ţ, 1957) dintre care cea mai extinsă este *terasa Băileşti*, se adaugă, terasele în evantai ale Jiului de partea dreaptă şi terasele Desnăţuiului, cu desfăşurare asimetrică, ca fîşii paralele pe partea stîngă. De remarcat este şi paralelismul pîraielor Cilieni (Sărăceaua) şi Baboia (afluent al Desnăţuiului) şi frîngerilor lor unghiulare sau întorsuri". Dintre acestea se impune atenţiei pîrîul Cilieni cu forma lui de „S". Paralelismul şi orientarea pîraielor amintite şi a altora mai mici pe direcţia VNV—ESE corespunde în general, cu direcţia predominantă a dunelor şi a vînturilor actuale.

Interesantă este şi retezarea propriilor terase (Băileşti şi Corabia) de către Dunăre în sectorul Cetate—Calafat, ca şi prezenţa martorului de eroziune din sectorul Castrele Traiane, constituit din depozite villafranchiene, dar acoperit cu prafuri eoliene. În legătură cu aceasta s-a putut vedea că între localităţile Cearîng şi Pleniţa este vorba de mai multe acumulări eoliene, dune cu aspect de „grinduri " sau „cearînguri" decît de o terasă a Dunării. Tot ca un martor de eroziune, dar de forma unui pinten, poate fi considerat şi Cîmpul Sălcuţei, situat între văile Jiului şi Desnăţuiului, legat genetic de cîmpia înaltă piemontană Pleniţa—Bucovăţ, aşa cum rezultă clar, nu numai din morfologie, ci şi din analiza depozitelor.

Trăsăturile principale ale Cîmpiei Băileşti ies în evidenţă prin delimitarea ei din trei părţi de rîuri, Dunărea în SV şi S, Desnăţui la E şi Drincea spre V, NV, apoi desfăşurarea în trepte din ce în ce mai joase, începînd din Cîmpul Sălcuţei spre Lunca Dunării.

Cele trei regiuni principale sînt: Cîmpia Şegarcei, Cîmpia Urzicuţei şi Cîmpia Calafatului.

1. CÎMPIA ŞEGARCEI

Aceasta este situată între văile Jiului şi Desnăţuiului pe care le domină prin înălţimi mai mari, ca şi în sud, unde depăşeşte cu puţin Lunca Dunării. Lipsită de dune, ea are în plus un mic petic de cîmp, ciuruit de numeroase crovuri, cu apă, care le transformă în lacuri de durată mai mare, unele chiar

permanentă. Trecerea de la Cîmpul Sălcuţei la terasele mai joase se face printr-un *glacis prelung*, loessic. Terasele se desfăşoară pe suprafeţe întinse şi ele scad gradat lateral spre Dunăre, Desnăţui şi Jiu. Numărul redus al crovurilor şi această succesiune a teraselor fluviatile asigură un bun drenaj al apei freatice, a cărei influenţă se face simţită numai în Lunca Dunării, destul de restrînsă ca întindere aici. Analiza forajelor confirmă prezenţa orizonturilor de pietrişuri şi nisipuri fluviatile în trepte.

2. CÎMPIA URZICUŢEI

Aceasta se află în continuare spre vest, limitată de cursurile inferioare ale pîraielor Baboia şi Cilieni. Ea se află aşezată la periferia platoului eolian Cetate—Calafat—Ciuperceni cu dune vechi, fixate şi solificate. Versanţii prelungi cu aspect de glacişuri din partea nordică, paralelismul văilor pe direcţie V, NV—E, SE, alături de prezenţa unor coturi de tipul „întorsurilor" ies în evidenţă şi prin denumirea satului *Întorsura* din lungul văii Jivani.

Terenurile joase şi puternic umezite cuprind cea mai mare parte a ei, cu deosebire în zona de îmbinare a grindurilor fluviatile cu dunele. Partea cea mai înaltă constituie *Cîmpia Giubega*, iar cea mai joasă — *Cîmpia Bistreţului*. Forajele de aici confirmă prezenţa teraselor Dunării, larg extinse în acest sector (planşa a X-a).

3. CÎMPIA CALAFATULUI

Ea reprezintă cea mai întinsă regiune din sectorul central al Cîmpiei Olteniei. Pe linia Cetatea—Moţăţei—Galicea Mare vin în contact cele două subregiuni Cîmpia Dîrvari în nord şi Cîmpia Poiana Mare în sud, ambele cu caracter de platouri eoliene, asimetrice, mai ridicate pe latura de vest. Microhidrografia interdunară orientată ca şi coamele dunelor pe direcţie V NV—E SE este turburată de micile „întorsuri", care apar la Risipiţi-Moţăţei în lungul pîrîului Cilieni.

Platoul eolian este mai bine scos în evidenţă în zona Cetate-Calafat prin versantul abrupt al marelui meandru al Dunării, de unde el se atenuează spre est, prin dunele longitudinale care se sting treptat.

În partea de sud, spre Ciuperceni şi mai departe în Lunca Dunării dunele se asociază cu grindurile fluviatile sau cu lacurile pe care le fragmentează prin nisipurile eoliene. Microrelieful pozitiv de grinduri şi dune este pus în evidenţă de prezenţa vegetaţiei lemnoase, a pădurilor orientate pe direcţia vînturilor dominante sub formă de fîşii lungi şi înguste pentru a rezista mai bine vitezei mari a acestora.

4. CÎMPIA DÎRVARILOR

Tot cu aspect de platou eolian, asimetric, ea ajunge pînă la contactul cu Piemontul Getic şi iese în evidenţă prin altitudinile mai mari, dar şi prin microrelieful dunar, cu coame şi văi paralele, orientate constant pe direcţia vînturilor de NV—SE. Multe din coamele acestor grinduri sau dune cu aspect deluros de măguri sau plaiuri poartă denumirea de *Cearîng* sau *Gearîng*, (v. fig. 14), fapt care atrage atenţia în mod deosebit, dacă avem în vedere şi litologia acestora, predominant prăfoasă-nisipoasă. Nu lipsesc de aici crovurile

şi micile „întorsuri" amintite mai înainte şi care apar între Caraula-Galicea Mare, Dîrvari etc.

În ansamblu, Cîmpia Calafatului este, în general, lipsită de mari fluctuaţii ale nivelului freatic, cu excepţia colţului de SV, din marele meandru dunărean.

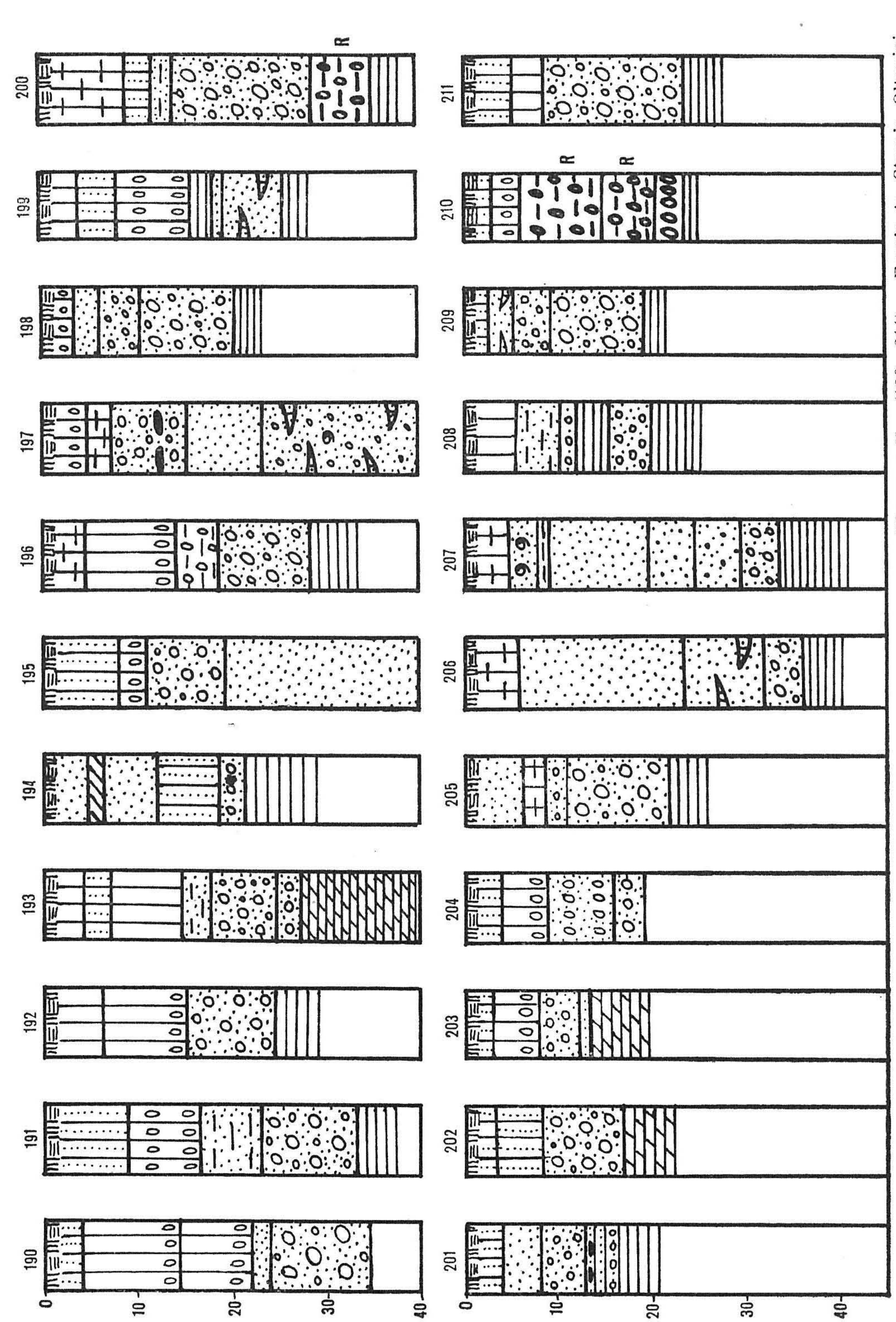
Analiza forajelor. Densitatea acestora este destul de mare, iar profilele lor scot în evidenţă litologia interfluviului Sălcuţa, constituită din luturi argiloase cu grosimi pînă la 10—20 m, după care urmează nisipuri, pietrişuri, argile, marne (planşa a X-a) şi a teraselor Dunării, cu orizonturi diferite de la o terasă la alta şi cu grosimi variate (planşa a X-a). Acest fapt este destul de clar în forajele de la Gîngiova, Măceşu de Sus şi Măceşu de Jos, situate între Jiu şi Desnăţui. Forajele de pe linia Dobridor-Moţăţei, Hunia, Basarabi—Calafat—Ciuperceni, indică grosimi diferite (10—15 m) ale depozitelor aluvionare cu multe bolovănişuri, dar şi cu altitudini variate pe distanţe mici, în raport cu deformările ulterioare. Acelaşi lucru este valabil şi pentru linia de foraje Giubega—Trocheşti—Galicea Mare, apoi pentru linia de foraje Boureni—Băileşti, Coveiu—Giorcota—Bistreţu sau pe direcţia Băileşti—Poiana Mare (unde în baza depozitelor de terasă apar nisipurile daciene, destul de groase). Există şi cazuri cînd nu se poate preciza dacă orizontul psamo-psefitic reprezintă depozitele de terasă sau aparţine unor orizonturi mai vechi — lucru ce se poate vedea numai pe baza unor analize mai de amănunt.

Sub raport morfo-funcţional, Cîmpia Băileşti ridică unele probleme în legătură cu excesul de umiditate din sectorul Poiana Mare — Băileşti şi cu raportul dintre acesta şi sistemul de irigaţie existent. Pentru terasa Perişoru şi care-i confirmă existenţa amintim forajele de la Caraula şi Perişoru. Interesante sînt aici şi forajele de la Braniştea şi Cearîngu (planşa a X-a).

C. CÎMPIILE DINTRE DRINCEA ŞI DROBETA-TURNU SEVERIN

Reprezintă unităţile cu cel mai evident caracter de culoar depresionar îngust, situată la contactul dintre Piemontul Getic şi zona cristalino-mezozoică a podişurilor Miroci (R. S. F. Iugoslavia) şi Mehedinţi. Falia marginală carpatică cu direcţie nord-sud şi acţiunea viguroasă a Dunării constituie factorii majori de ordin tectono-morfologic, care au dus la formarea acestei *cîmpii de acumulare şi eroziv-structurală*. Ultimul caracter se reflectă cu deosebire în orientarea reţelei hidrografice secundare (Blahniţa şi Drincea), ca şi în albia foarte meandrată a Dunării, unde peste tot versanţii de pe partea stîngă au un evident aspect de *cueste*, tăiate în structura monoclinală a depozitelor pliocene şi piemontane villafranchiene. Datorită factorilor amintiţi, această regiune apare sub forma a trei depresiuni, care se succed de la NV spre SE în ordinea altitudinii lor, astfel — *Depresiunea Drobeta-Turnu Severin*—Kladovo (pe teritoriul R. S. F. Iugoslavia, unde ea are o întindere mai mare ca la noi), *Depresiunea Vînju Mare—Blahniţa* şi *Depresiunea Punghina-Gîrla Mare*, separate între ele prin cele trei mari cueste: cuesta Dealul Alion—Crivina (cuesta Stîrminei), cuesta Vînju Mare—nord Gruia (cuesta Blahniţei) şi cuesta Cearîngu-Cujmir (cuesta Drincei), ultima prelungindu-se cu cea de la Cetate-Calafat.

Relieful fluviatil de terase în trepte şi cel eolian sub formă de „platouri eoliene de acumulare şi deflaţie" care acoperă podul teraselor au o dezvoltare foarte mare şi ele constituie elementele morfologice principale, diferenţiate



Planşa a-X-a (190—211) — Foraje în Cîmpia Olteniei

însă şi în raport cu relieful de cueste al căror revers (suprafeţe structurale) este înălţat mai mult prin acumulările mai groase de nisipuri eoliene. De asemenea, trebuie subliniat şi faptul că la contactul cu Piemontul Getic suprafeţele structurale ale cuestelor, cu aspect de glacisuri prelungi, sînt confundate cu podul celei mai înalte terase a Dunării — terasa Perişoru. De asemenea, semnalăm prezenţa mai multor orizonturi de pietrişuri, unele mai vechi (pliocene şi villafranchiene), care cu greu pot fi separate de pietrişurile de terase.

Tot aici trebuie remarcată, poate mai clară ca oriunde, *discordanţa morfologică*, care există între microrelieful pozitiv (de coame dunare) şi negativ (de văi interdunare) cu direcţie dominantă NV—SE şi relieful fluviatil, cu aşezare contrară direcţiei vînturilor. Aceasta ca o consecinţă directă a legilor diferite după care se conduc agenţii respectivi. Cele trei subunităţi corespund depresiunilor amintite sînt expuse mai departe.

1. CÎMPIA PUNGHINEI

Aceasta este situată între Drincea şi Blahniţa, unde cea mai extinsă terasă este *Flămînda* al cărei pod este acoperit de un întins „platou de acumulare şi deflaţie eoliană". Structura acestei terase se poate urmări în forajul de la Viaşu, unde complexul litologic nisipos-prăfos are grosimi de 20—30 m. Un foraj destul de clar este cel de la Gîrla Mare, unde nisipurile pliocene gresificate sînt acoperite direct de nisipuri eoliene şi loess nisipos. Terasa Perişoru are o largă extindere între Pleniţa şi Cearîngu, unde pe podul ei apar o serie de „grinduri" nisipo-prăfoase. Depozitele acestei terase se pot urmări în carierele din Dealul Strîmb. Restul teraselor au o întindere mai redusă şi ele interesează mai puţin aici.

2. CÎMPIA BLAHNIŢEI

Aceasta este a doua regiune geomorfologică, unde predomină caracterul de şes întins, cu terase largi, acoperite de dune cu aspect de „platouri de acumulare şi deflaţie eoliană" şi ele etajate după altitudinea podurilor de terase, dar şi cu unele zone lacustro-mlăştinoase.

Cea mai extinsă este *terasa Băileşti*, dominată de martorul de eroziune de la Flămînda, un rest din terasa cu acelaşi nume. Terasa Perişoru apare mai ales, în prelungirea pintenului ce domină localitatea Crivina, unde pînă la Batoţi şi Vrancea apar terasele mai joase, care aparţin depresiunii Drobeta Turnu Severin. Foarte interesant este aici bazinul hidrografic al Blahniţei, instalat pe un vechi meandru părăsit al Dunării, de tipul celui de la Hinova, fapt remarcat de Emm. de Martonne (1902), în interiorul căruia se află martorul de eroziune cu aspect de grădişte — Flămînda (Fig. 94).

Bazinul Blahniţei iese în evidenţă prin forma lui frîntă, unde se disting două subbazine — Blahniţa de Rogova, orientată de la NE spre SE, care drenează cele două bălţi — Bucura şi Rotunda (arcul exterior) şi Blahniţa de Jiana, care drenează balta Jiana, dar legate între ele printr-un mic firicel de apă. Microrelieful de dune şi de mlaştini drenate, în cea mai mare parte prin sistemul de irigaţie Crivina—Vînju Mare, se îmbină strîns. Forajele executate aici, cum sînt cele de la Flămînda, Deveselu şi altele, scot în evidenţă orizonturi

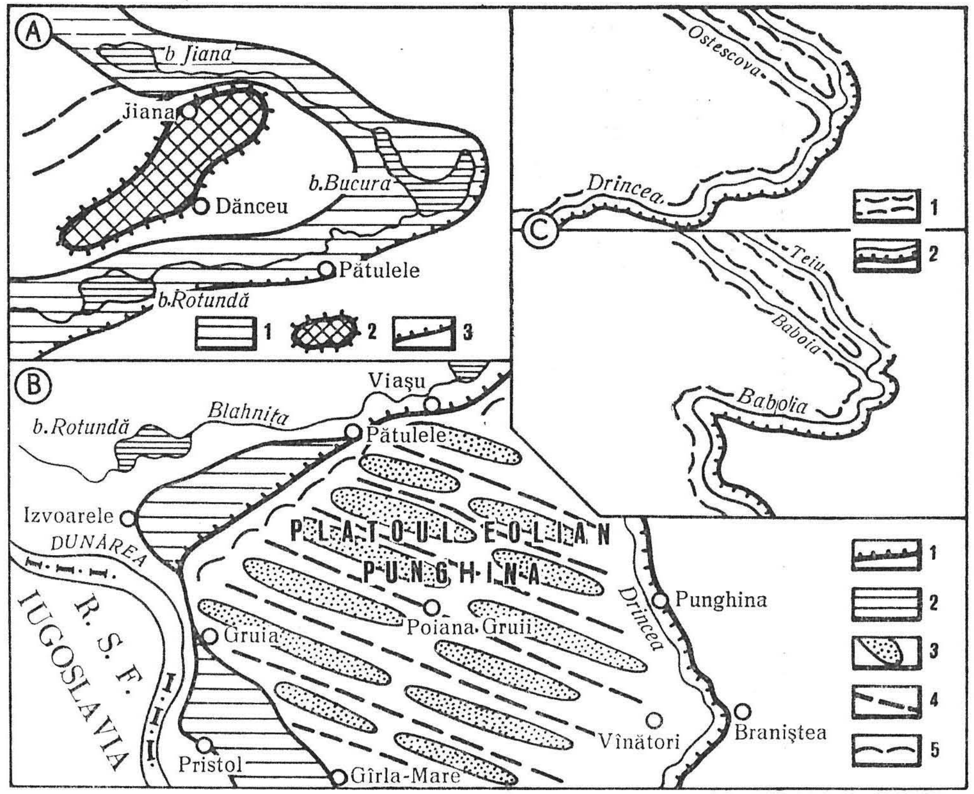


Fig. 94 — Aspecte morfologice din NV Cîmpiei Olteniei:
A — sectorul Dănceu; *1* — zona lacustro-mlăştinoasă din lungul Blahniţei, fost meandru al Dunării; *2* — martor de eroziune; *3* — versant abrupt de cuestă; *B* — sectorul dintre Blahniţa şi Drincea cu platoul eolian Punghina; *1* — abrupturi de cueste; *2* — terase fluviatile fără dune; *3* — coame de dune; *4* — văi şi depresiuni interdunare; *5* — procese de pantă; *C* — văi de tip întorsură la contactul dintre piemont şi cîmpie; *1* — văi simetrice torenţiale; *2* — văi asimetrice cu abrupturi de cuestă

de pietrişuri cu bolovănişuri, care confirmă prezenţa terasei Flămînda, ca şi cel de la Tismana pentru terasa Băileşti (planşa a X-a).

3. DEPRESIUNEA DROBETA-TURNU SEVERIN

Aceasta este a treia regiune, situată la contactul dintre cristalinul carpatic şi cuvertura neogenă a marii unităţi valahe. Ea se încadrează local depresiunii mai largi Drobeta-Turnu Severin —Kladova sau Brza Palanka, cu extindere mai mare pe teritoriul Iugoslaviei, unde terasele Dunării sînt mai bine dezvoltate între localităţile Şip—Korbovo şi Brza Palanka. Pe teritoriul ţării noastre, terasele Dunării încep de la Schela Cladovei şi pînă la localităţile Vrancea şi Crivina, unde apar terasele medii şi inferioare, şi mai ales terasa Flămînda. Nu lipsesc nici urmele teraselor mai înalte, cu caracter de eroziune, cum este *terasa Ergheviţa*, situată la nord de Hinova şi care se racordează probabil cu terasa Perişoru.

Cîmpia de la DrobetaTurnu Severin este în fond o mică depresiune cu terase etajate şi înguste dintre care cele mai extinse sînt *terasa oraşului* şi *terasa Şi-*

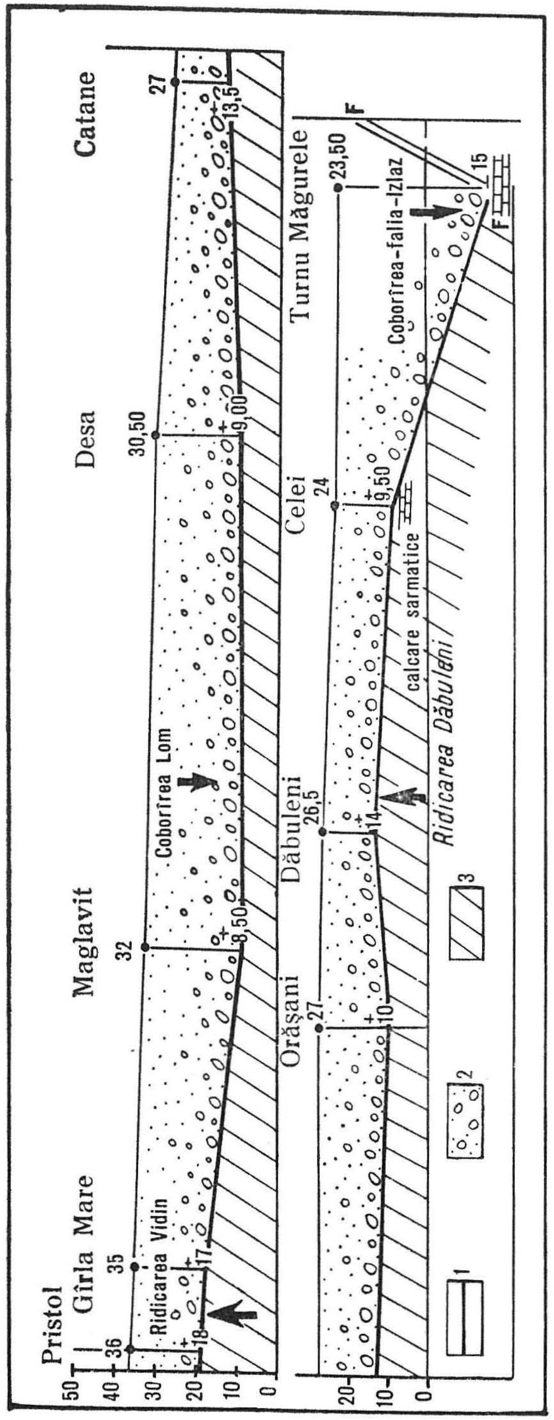


Fig. 95 — Profil în lungul albiei majore a Dunării între Pristol şi Turnu Măgurele: *1* — nivelul luncii; *2* — cuvertura aluvionară; *3* — roca din bază; *F-F'*-falie

mian, care apar şi în lungul meandrului dintre Batoţi şi Crivina, însoţite şi de alte terase. Interesantă este şi lunca, cu cea mai mare extindere în meandrul şi Ostrovul Corbului. Dunele sînt foarte rare cu excepţia sectorului Crivina—Vrancea—Batoţi.

C o n c l u z i i l e care se desprind în legătură cu geomorfologia regiunilor de vest şi nord-vest confirmă concepţia de interpretare complexă a reliefului şi depozitelor corelative, elaborată de autor în 1957. Această concepţie corespunde cu cercetările pedologice efectuate în Cîmpia Olteniei de către C. O a n c e a, I. N i ţ u, M. P a r i c h i (1967) şi C. O a n c e a şi M. P a r i c h i (1970), dar în acelaşi timp, vine în contradicţie cu consideraţiile geomorfologice făcute de hidrogeologi (C. G h e n e a ş.a. 1963), numai pe bază geologică, şi de către unii geografi (L. B a d e a, G h. N i c u l e s c u, 1969) realizate morfografic — descriptiv, fără aprofundarea genetică, corelativă a reliefului şi depozitelor respective.

C. G h e n e a ş.a. (1963) ajung la aceleaşi rezultate, ca şi noi, în legătură cu numărul şi repartiţia teraselor pe care le utilizează, dar pentru originalitate le clasifică altimetric în alt mod[1] şi le dau altă vîrstă, în afara realităţilor terenului, ca şi T. B a n d r a b u r ş. a. (1963) pentru sectorul Jiu—Călmăţui.

Tot în încheiere, subliniem că grupa regiunilor vestice şi nord-vestice dispune de un potenţial hidrogeologic destul de bogat (N. C i o v i c ă — I. E n e, 1972) şi el poate servi ca bază în alimentarea localităţilor şi unităţilor agricole, fără a fi necesare unele interpretări neotectonice greşite.

O ultimă problemă care se impune a fi accentuată sub raport ştiinţific este legată de larga ondulare neotectonică ce apare în patul depozitelor aluvionare din lunca Dunării şi care are +18 m la Pristol, +8,5 m la Maglavit, +9 la Desa, +10 m la Orăşani, +14 m la Dăbuleni, +9,50 m la Celei şi —15 m la Turnu Măgurele (mic graben transversal). Ridicarea de la Dăbuleni corespunde cu axa morfotectonică care ajunge la Balş, afundarea de la Desa şi Maglavit este legată cu depresiunea Lomului, iar ridicarea de la Gîrla Mare—Pristol corespunde pragului Vidin (fig. 95).

În ansamblu, în Cîmpia Olteniei pe primul plan stă relieful fluviatil, de terase şi lunci, apoi cel de dune (eolian), după care urmează cîmpurile interfluviale fluvio-lacustre, acoperite de lehmuri roşcate, în care apar cruste calcaroase, situate la diferite adîncimi.

Varietatea reliefului începînd din luncile şi terasele întinse la denivelările morfologice din lungul cuestelor şi frunţilor de terase, continuînd apoi cu microrelieful de dune, foarte extins, la cel sufozional mai rar întîlnit ca şi prezenţa apelor freatice la mică adîncime şi a zonelor mlăştinoase, toate acestea asociate cu ariditatea accentuată a climei au impus măsuri agroameliorative destul de complexe şi raţionale.

Între acestea pe primul plan stau *sistemele de irigaţii şi de desecări*, fixarea versanţilor şi a nisipurilor mobile prin plantaţii de păduri, culturi pomicole şi viţă de vie pentru menţinerea echilibrului morfohidrodinamic.

[1] Terasa veche, terasa înaltă, terasa superioară, terasa inferioară şi terasa joasă, prima fiind de vîrstă Mindel-Riss — ceea ce nu justifică hiatusul cronologic dintre Villafranchian şi această fază în activitatea Dunării.

Capitolul XII

CÎMPIILE ÎNALTE ÎNVECINATE

Grupate în acest din urmă capitol, regiunile învecinate expuse aici sînt situate în zona de tranziție dintre Podișul Getic, Podișul Moldovei și Cîmpia Română, precum și la contactul acesteia cu Subcarpații, fiind acoperite cu depozite loessice și îndeplinind aceeași funcție principală agro-geografică ca terenuri agricole, dar în condițiile unei energii mai mari de relief, uneori cu aspect deluros, care generează procese torențiale și gravitaționale destul de intense.

Ceea ce mai au comun este crusta marno-calcaroasă, reper morfolitologic, care separă loessul sau lehmul de complexul fluviolacustru (psamo-psefitic, cu intercalații argilo-marnoase) și care constituie o importantă rezervă hidrogeologică pentru structurile acvifere de adîncime, arteziene. Datorită structurilor petrolifere, faliate și cutate, existente pe o mare parte a lor (D. P a r a s c h i v, 1975), acestea se încadrează în seria *cîmpiilor tectonice false*.

Cele patru regiuni geomorfologice care îndeplinesc funcția agro-geomorfologică amintită sînt: Cîmpia Plenița-Bucovăț (Bălăcița), Cîmpia Craiova-Sîmnic, Cîmpia Slatina-Spineni și Cîmpia Covurlui-Galați, pe care le schițăm pe scurt în cele ce urmează.

A. CÎMPIA PLENIȚA—BUCOVĂȚ

Aceasta iese în evidență prin netezimea podurilor interfluviale, îngustimea și adîncimea mai mare a văilor care o fragmentează (în general peste 50—60 m), grosimea loessului și prezența padinilor, ca și prin forma sucită, frîntă, a multora dintre văile de pe latura de vest și de sud, denumite foarte sugestiv — *întorsuri* — de tipul celui dunărean de la Hinova (v. fig. 94).

Deschiderile naturale sînt numeroase în lungul tuturor văilor care o fragmentează și mai ales, cele din versantul drept al Jiului la Bucovăț (descris în partea întîi) și Podari-Livezi etc. Dintre cele mai vestice amintim profilul de la localitatea *Lazu* foarte apropiat ca litologie de cel de la Bucovăț și unde se disting cele două complexe fluvio-lacustru în bază, constituit din nisipuri feruginoase și cenușii cu intercalații de pietrișuri și marne cenușii sau negricioase calcaroase, fosilifere și acoperit de complexul loessic și el destul de calcaros, de culoare roșcată pînă la ocru, adevărată scoarță de alterare, situată la trecerea spre nisipuri. Dintre forajele executate în diferite localități reținem cîteva prezentate mai departe (planșa a XI-a).

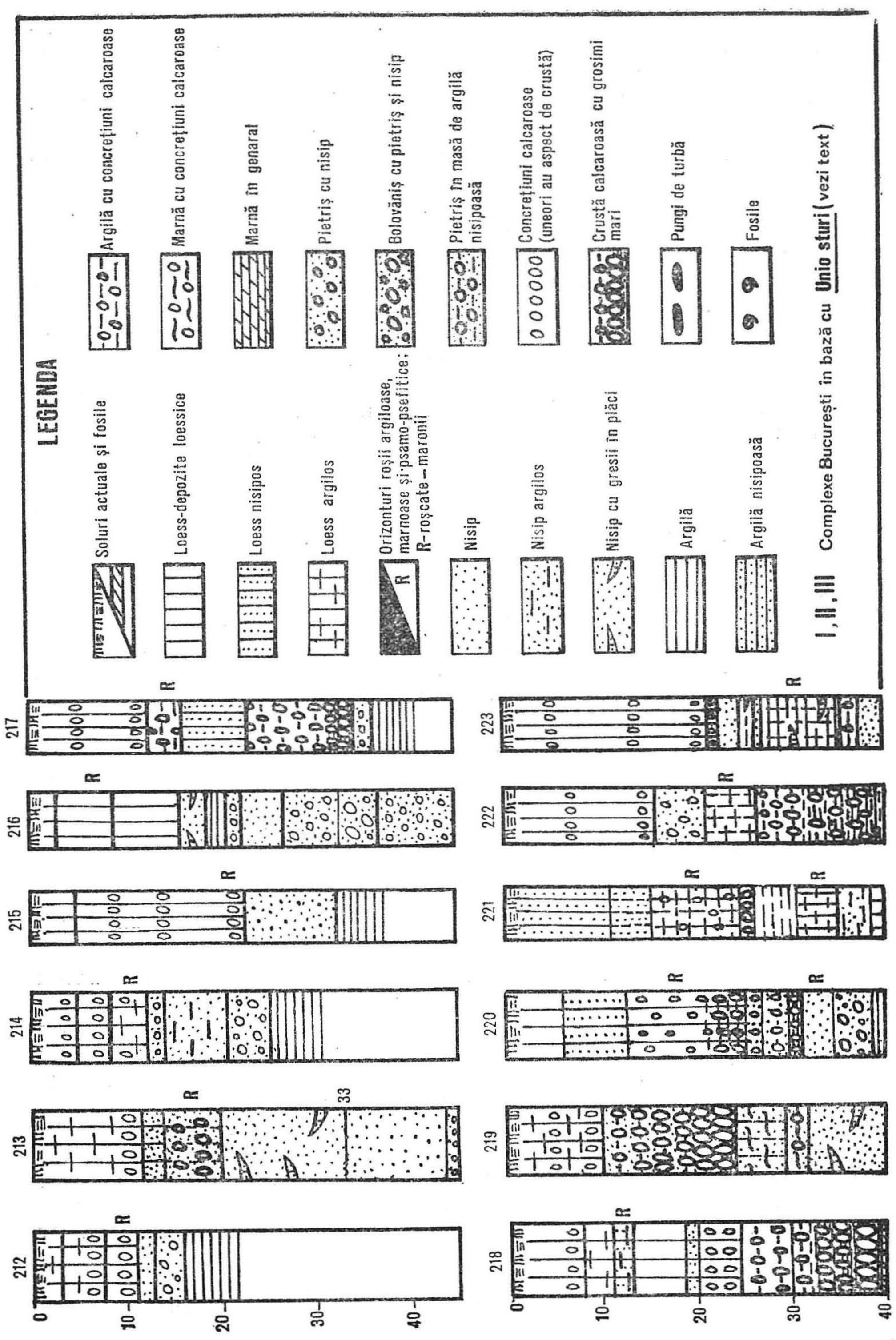
Din analiza acestora se vede că la Terpezița, sub o argilă cafenie slab nisipoasă, presată, cu mici concrețiuni calcaroase, urmează un orizont gros de 20 m cu bolovănișuri și concrețiuni calcaroase prinse într-o masă de argilă cărămizie uscată, care are în bază între 24,40—27,50 o crustă calcaroasă alb-roșcată, uscată. Mai departe urmează nisipuri fine și medii, gălbui, cu apă.

La Bălăcița, lehmul loessic are șapte metri grosime, iar în bază între 7,20—10,50 apare crusta calcaroasă, roșcată, după care urmează nisip fin și grosier, apoi bolovăniș cu pietriș pînă la 15,20 m, care stă pe o marnă compactă. La Oprișoru sub crusta concreționară calcaroasă, situată la 19,80—22,00 m, urmează complexul psamo-psefitic cu bolovănișuri pînă la 31,00 și apoi o argilă galbenă compactă. La Verbița, sub lehmul loessic gros de 15,80 m cu crustă calcaroasă în bază, urmează pietrișuri cu bolovănișuri, apoi o argilă nisipoasă cu concrețiuni calcaroase, iar mai jos o marnă compactă. La Vîrtopu, lehmul cu orizontul calcaros din bază are numai 11 m, după care se trece la nisipuri cu concrețiuni calcaroase pe 10 m grosime și apoi la nisipuri și pietrișuri cu bolovănișuri. La Almăjel, Verbița, Teiu, Vela, situația se repetă, ceea ce confirmă profilul general cu lehmuri în baza solurilor, bogate în concrețiuni calcaroase sub formă de crustă, apoi un orizont de nisipuri cu concrețiuni calcaroase formate prin circulația verticală a apelor de infiltrație (în zona de fluctuație a nivelului freatic), care face trecerea la complexul psamo-psefitic fluvio-lacustru, situate pe marne sau argile bazale.

Microrelieful clastocarstic este destul de bine dezvoltat pe latura de sud-vest și sud, unde este reprezentat prin numeroase padine sau găvane, umplute cu apă, orientate pe direcție predominantă NV—SE și cu adîncimi care ajung la 5—6 m și avînd diferite denumiri locale. Aceste microdepresiuni apar nu numai pe podurile netede, interfluviale, ci și pe versanții ușor înclinați ai văilor și pe glacisuri, nelipsind chiar de pe fundul văilor seci sau de la obîrșia acestora, fapt care indică raportul foarte strîns dintre clastocarstul sufozional și sistemul de văi secundare, așa cum este cazul bazinului superior al văii Teiului. Văile paralele și orientate mai mult pe direcție NV—SE spre Jiu și relieful de cueste în sectoarele de „întorsuri" constituie alte caracteristici ale acestei cîmpii înalte piemontane villafranchiene, cu funcție predominant agricolă.

B. CÎMPIA CRAIOVA—ȘIMNIC

Cîmpia aceasta este reprezentată mai ales de interfluviul Jiu—Olt, unde-și are izvoarele Tesluiul, cu aspect de cîmp înalt, loessic, lutos și care domină terasa înaltă a Jiului, ce se întinde pînă în valea Gilortului. Mai departe spre est pînă în valea Oltului, în special în sectorul Balș, fragmentarea este mare și mai accentuată, fapt care îi imprimă un caracter deluros pînă în apropiere de Drăgășani. Structurile petroliere sînt prezente mai ales la nord de Balș — în sectorul Bălcești, ca și în apropiere de Craiova, de unde rezultă caracterul ei de *falsă cîmpie tectonică*, trăsătură specifică aproape tuturor cîmpiilor piemontane înalte și chiar a celor mai joase, de tipul Videle sau Brezoaiele. Învelișul loessic de tipul lehmurilor roșcate completează trăsăturile ei principale. Pe interfluviul Teslui—Olteț, ea este mai bine împădurită, iar cîmpurile stepice și morfologic-radiare sînt mai evidente între Gropșari și Craiova. Trecerea spre Cîmpul Leu—Rotunda se face lin, fără denivelări între Cîrcea—Robănești și Balș. Forajele arată încă de la mică adîncime prezența



Planşa a XI-a (212—223) — Foraje în cîmpiile înalte învecinate şi legenda utilizată la toate forajele analizate

lehmului argilos şi a crustei calcaroase masive (2,50—23,50 m, la Lacriţa, 1,50—16,50 la Golfinu), după care urmează o succesiune alternativă de nisipuri, pietrişuri cu nisipuri, uneori conglomeratice, pe grosimi de 20,30 m care stau pe argile sau marne, toate de natură piemontană, ca şi pe interfluviul Leu-Rotunda, analizat mai înainte (planşa a XI-a).

C. CÎMPIA SLATINA—SPINENI

Situată în nordul căii ferate ce leagă cele două oraşe reşedinţe de judeţ, Slatina şi Piteşti, în plină dezvoltare industrială, aceasta este strîns legată de Piemontul Cotmenei. Ea constă din depozite piemontane destul de grosiere cu bolovănişuri şi pietrişuri, însoţite de nisipuri sau lentile de nisipuri argiloase, argile nisipoase, marne şi argile, care acoperă ca o cuvertură continuă, destul de groasă, structurile petroliere cutate si faliate de la Optaşi, Scorniceşti, Verguleasa şi altele. Profilul de la Coloneşti, analizat în partea întîi şi multe altele, arată clar litologia fluvio-lacustră a acestei cîmpii înalte.

Mai departe spre est, această cîmpie înaltă trece la nord-est de valea Argeşului în Piemontul Cîndeşti, unde este acoperită tot cu depozite loessice de tipul lehmurilor.

Văile sînt adînci, înguste, cu numeroase alunecări şi surpări, iar interfluviile netede, care ajung pînă pe linia localităţilor Colibaşi şi Picior de Munte, unde se face trecerea spre terasele piemontane ale Dîmboviţei, de unde mai departe urmează cîmpia înaltă Pintenul Măgurii, descrisă în cadrul cîmpiilor piemontane aluvio-proluviale, deltaice prin care se face trecerea la Subcarpaţi.

D. CÎMPIA COVURLUI-GALAŢI

Ea reprezintă pintenul interfluvial situat între Cîmpia Tecuciului şi albia Prutului inferior, cu orientare nord-sud şi fragmentată adînc de văi paralele concordante (Suhurlui, Lozova şi chiar Chineja cu afluenţii ei). În bază, ea este o cîmpie fluvio-lacustră levantină şi villafranchiană şi apoi pleistocen-medie, acoperită cu depozite loessice destul de groase ce depăşesc de obicei chiar 30 m. Prin înfăţişare, morfologie şi depozite, această regiune geomorfologică, constituie un fel de „Burnaz" al Podişului Moldovei, mai ales prin micile trepte de abraziune care apar pe latura sudică, la contactul cu cîmpia aluvială a Siretului. Orizonturile roşcate-ocru şi crustele calcaroase, destul de groase, întregesc şi apropie mai mult această regiune de Burnazul propriu-zis, cu care împreună au constituit marginile cele mai evidente ale litoralului lacustru de vîrstă Mindel-Riss.

Cuvertura loessică destul de groasă, aspectul general de interfluvii netede, cu pantă lină care urcă uşor spre nord, fac ca această cîmpie să se întindă între Galaţi şi Bereşti, unde caracterul ei mai deluros devine din ce în ce mai evident în apropiere de această ultimă localitate. Asemănarea cu cîmpiile Pleniţa—Bucovăţ şi Slatina—Spineni apare sub toate raporturile morfogeologice, cu deosebirea că aici predomină caracterul stepic, destul de accentuat, fapt care o apropie mai mult de Cîmpia Română, aşa cum o consideră pe drept cuvînt pedologii.

Paralelismul şi concordanţa văilor ca reflex al structurii tabulare monoclinale, ca şi relieful de cueste în lungul micilor văi subsecvente întregesc

imaginea de ansamblu a acestei cîmpii înalte, raportată sub acest aspect la regiunile învecinate mai joase şi pe care le domină.

Aşa cum s-a mai spus, depozitele loessice reprezintă cuvertura superioară cea mai importantă şi de care s-a ocupat în mod special V. Sficlea (1973). Acesta a subliniat marea lor varietate sub raport litologic, genetic şi cronologic. Forajele la care ne referim mai departe scot în evidenţă *prezenţa crustei concreţionare calcaroase*, care şi în cazul de faţă reprezintă un reper litologic, hidrogeologic şi paleoclimatic destul de important.

În acest sens amintim următoarele foraje: *Fîntînele*, unde între 27,50—38,50 m şi între 42,00—44,00 m adîncime apar argile compacte cu bogate concreţiuni calcaroase; la *Cuca*, această argilă se află la 36,70—38,60 m; la *Vînători*, ea are peste 15 m. grosime, fiind situată între 15,80—31,00 m; la *Cişmele* crusta calcaroasă apare sub formă de aglomerat calcaros albicios între 30,60—32,00 m; la *Schela* între 29,00—32,50 m apare o marnă calcaroasă, iar la *Negrea*, acumulări calcaroase şi argilă compactă cu concreţiuni calcaroase se întîlnesc între 30,00—55,00 m (planşa a XI-a).

Structurile petrolifere de tipul anticlinalelor şi faliilor, orientate în general de la sud la nord, confirmă şi aici caracterul de *falsă cîmpie tectonică*.

Cu această regiune sud-moldovenească încheiem aceste scurte consideraţii asupra cîmpiilor înalte din imediata vecinătate a Cîmpiei Române, de care ne-am ocupat mai pe larg.

CONCLUZII GENERALE

Din cele expuse pe întreg parcursul acestei lucrări s-au putut vedea varietatea şi complexitatea problemelor de geomorfologie şi de geologia cuaternarului pe care le ridică cea mai mare cîmpie a ţării, ca şi necesitatea integrării acesteia laturii practice, funcţionale.

Acest fapt justifică utilizarea denumirii de geomorfologie integrată, demonstrată aici prin concepţia sistemică, cauzal-genetică cu multiplele ei corelaţii morfoclimatice şi morfolitologice ca bază a celorlalte condiţii naturale şi antropice, în vederea valorificării lor după necesităţile economiei naţionale ca un pas mai departe a tradiţiei şcolii geomorfologice româneşti.

Ea se înscrie pe linia directivelor celui de al XI-lea Congres al P.C.R. în legătură cu elaborarea programelor naţionale de amenajare a bazinelor hidrografice pentru o cît mai bună gospodărire a resurselor de apă, de combatere a excesului de umiditate, de prevenire şi combatere a efectelor dăunătoare a inundaţiilor, de extindere a sistemelor de desecare şi de irigaţie, de sistematizare a localităţilor, de menţinere a echilibrului natură-om.

Sperăm că acestea vor deschide larg perspectiva unor cercetări de detaliu, care să servească şi mai mult lucrările efectuate de diferiţi specialişti din domeniile învecinate — agroameliorativ şi geotehnic, pedologic şi hidrogeologic.

Din toată această expunere s-a desprins ideea călăuzitoare că în astfel de probleme cu caracter practic direct studiile de geomorfologie cauzal-genetică, integrată nu se pot face decît în strînsă legătură cu cele de geologia cuaternarului şi invers.

BIBLIOGRAFIE

Ceauşescu N. (1974), *Raport la cel de al XI-lea Congres al P.C.R.*, Edit. politică, Bucureşti.

Ceauşescu N. *Cuvîntare la încheierea lucrărilor Consfătuirii activului de partid şi de stat din agricultură, din cercetarea ştiinţifică agricolă, din domeniul îmbunătăţirilor funciare şi din piscicultură* din 10.II.1975.

* * * (1972), Directivele conferinţei naţionale a Partidului Comunist Român cu privire la sistematizarea teritoriului, a oraşelor şi satelor, la dezvoltarea lor economico-socială, vol. Conferinţa Naţională a P.C.R. 19—21 iulie, Ed. politică, Bucureşti.

* * * (1973), Legea nr. 9 din 1973, Legea privind protecţia mediului, Consiliul de Stat, secţia redacţională a Bul. oficial şi a altor publicaţii legislative 1973, în colecţia „Legislaţia privind sănătatea, munca şi ocrotirile sociale", nr. 13.

* * * (1974), Directivele Congresului al XI-lea al P.C.R. cu privire la planul cincinal 1976—1980 şi liniile directoare ale dezvoltării economico-sociale a României în perioada 1981—1990. Ed. politică, Bucureşti.

* * * (1974), Programul P.C.R. de făurire a societăţii socialiste multilateral dezvoltate şi înaintarea României spre comunism, Ed. Politică, Bucureşti.

* * * (1975), Consfătuirea activului de partid şi de stat din agricultură, din cercetarea ştiinţifică agricolă, din domeniul îmbunătăţirilor funciare şi din piscicultură (februarie).

Alimănişteanu C. (1895), Comunicare asupra sondajului din Bărăgan. Bul. Soc. Polit., Bucureşti.

Alimănişteanu C. (1896), Sondajul din Bărăgan, Bul. Soc. geogr., Rom., t. 10 Bucureşti.

Antipa Gr. (1910) Regiunea inundabilă a Dunării, starea actuală şi mijloacele de a pune în valoare, Bucureşti.

Apostol L. (1968), Particularités morphologiques des molaires de Proboscidiènes fossiles quaternaires de Roumanie, conservées dans la collection du Musée d'Histoire Naturelle „Gr. Antipa". Trav. du Mus. d'Histoire Naturelle „Gr. Antipa", vol. IX, Bucureşti.

Apostol L. (1972), Les mamiferes pléistocènes de la zone de Prundu, district d'Ilfov. Trav. Mus. d'Histoire Naturelle „Gr. Antipa", vol. XII, Bucureşti.

Apostol L. (1974), L'étude sur l'espéce *Archichiskodon méridionalis* (Nesti) de la région Giurgiu, Trav. du Mus. d'Histoire Nat. „Gr. Antipa", vol. XV, Bucureşti.

Apostol L., Olaru Vl. (1966), Sur la présence du *Mammuthus primigenius* Blumb à Chiscani Brăila, région de Galatz. Trav. du Mus. d'Histoire nat. „Gr. Antipa", vol. VI, Bucureşti.

Apostol L., Stancu R. (1968), Resturi de *Archidiskodon méridionalis* (Nesti) descoperite în judeţul Argeş. St. şi com., Muzeul Piteşti, I.

Apostol L., Vicoveanu D. (1970), L'étude des *Éléphantides*, des *Rhinocérides* et des *Bovidés* des dépôts de la vallée inférieure du Bîrlad, existents au Musée de Tecuci. Trav. du Mus. d'Histoire Naturelle „Gr. Antipa", vol. X, Bucureşti.

Atanasiu I. (1940), Contribution à la géologie des pays moldaves. An. Inst. Geol., Rom., XX, Bucureşti.

Atanasiu I. (1959), Cutremurele de pămînt din România, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Athanasiu S. (1912), Asupra unor resturi de mamifere fosile pliocene şi cuaternare din România. D.d.S. Inst. geol. Rom., III, Bucureşti.

B a d e a L. (1970), Terasele fluviatile din Oltenia. St. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geografie, t. XVII, nr. 1, Bucureşti.
B a d e a L., D i n u M. (1975), *Geomorfologia României* de P. C o t e ţ (recenzie), St. şi cerc. de Geol., Geofiz., Geogr., seria geografie, t. XXII.
B a n d r a b u r T. (1961), Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomiţa, Mostiştea-Dunăre. Com. geol., St. tehn. şi econ., Seria E (Hidrogeologie), nr. 5 Bucureşti.
B a n d r a b u r T., F e r u M., O p r a n C. (1963), Cercetări geologice şi hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu şi Călmăţui St. tehn. şi econ., Seria E, nr. 6, Bucureşti.
B a n u A. C. (1967 a), Cîteva caractere hidrografice ale Bărăganului şi unele concluzii geomorfologice care se deduc pe baza lor. Hidrobiologia t.8.
B a n u A. C. (1967 b), Date fizico-geografice, în vol. Limnologia sectorului românesc al Dunării, Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
B a n u A. C. (1967 c), Cîteva caractere hidrografice ale Bărăganului şi unele concluzii geomorfologice care se deduc pe baza lor. Hidrobiologia, t. 8, Bucureşti.
B a n u A. C. (1969), Rolul neotectonicii în organizarea actuală a reţelei hidrografice în sectorul inferior al Dunării. Hidrobiologia, t. 10, Bucureşti.
B a l l y R., S t ă n e s c u P. (1971), Unele aspecte ale deformării masivelor de loess sensibile la umezire, Ed. Ceres, Bucureşti.
B a r b u C., V a s i l e s c u E. (1967), Tectonique du soubassement prémésozoïque de la plateforme moesique (territoire roumain). Assoc. géol. Carpato-balcanique, VIII-e Congrès géotectonique stratigraphie, paléogéographie, paléontologie), t. I, Beograd.
B a r b u I. Z. (1930), Catalogul vertebrelor fosile din România. Acad. Rom., Mem. Secţ. Şt. Ş.n. 3, t. VII, Bucureşti.
B ă l u ţ ă D. (1964). Contribuţii la cunoaşterea depozitelor aluvionare ale Dunării între Turnu Severin şi Turnu Măgurele. Natura, seria geogr., — geol., an. XVI, nr. 3 Bucureşti.
B ă l u ţ ă D. (1973), Identificarea structurilor acvifere pe baza analizei raportului dintre relief şi rocă. St. hidrogeol. X, Inst. Met. hidr., Bucureşti.
B a s a r a b e a n u N. (1970), Procese hidromorfologice actuale pe Dunărea inferioară (sectorul Ostrov-Hîrşova), Hidrobiologia, t. 11.
B e r b e c e l O., N e a c ş a (1966), Climatologie şi agrometeorologie. Ed. did. şi pedag., Bucureşti.
B e r b e c e l O., ş.a. (1970), Agrometeorologie. Ed. Ceres, Bucureşti.
B o e r u S. (1972), Lucrări de îmbunătăţiri funciare. Realizări şi perspective. Terra, an. IV (XXIV), nr. 2 .
B o t z a n M. (1965), Consideraţii asupra metodei şi factorilor raionării hidromodule în Republica Socialistă România, H.C.M., vol. X, nr. 10.
B o t z a n M. (1966), Culturi irigate (ed. a 3-a). Ed. agrosilvică, Bucureşti.
B o t z a n M., H a r e t C., P e t r e s c u N., M e r c u l i e v O. (1959), Problemele de irigaţii şi desecări ale Cîmpiei Bărăganului. Acad. R.P.R., Institutul de cercetări agronomice (I.C.A.R.), Seria nouă, 29.
B r ă t e s c u C. (1921), Mişcări epirogenetice şi caractere morfologice în bazinul Dunării de Jos. An. Dobrogei I, 4, Bucureşti.
B r ă t e s c u C. (1938), Morfologia Cadrilaterului. An. Dobrogei, XIX, I.
B r ă t e s c u C. (1942), Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinului Mării Negre în cuaternar. Bul. Soc. Reg. Rom. geogr., LXI, Bucureşti.
C ă d e r e R., R o ş e s c u E. (1967), Structura staţiei complexe hidrogeologice Cilibia. St. hidrogeol., V, Inst. şt. cerc. hidrotehnice.
C ă d e r e R., R o ş e s c u E. (1968), Consideraţii hidrogeologice privind interfluviul Buzău-Călmăţui în zona staţiei experimentale Cilibia. St. hidrogeol., VI, Inst., şt. cerc. hidrotehnice.
C ă l i n e s c u R. ş.a. (1969), Biogeografia României, Ed. şt., Bucureşti.
C e r n e s c u N. (1934), Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. St. tehn. şi econ., Inst. geol., Rom., seria C, nr. 2.
C h a d r o n M. (1974), Le moyenne Vallée du Serio, étude morphologique. Méditerranée, nr. 2.
C h i r i ţ ă C. (1955), Pedologie generală, Ed. agro-silvică, Bucureşti.
C h i r i ţ ă C. (1964), Fundamentele naturaliste şi metodologice ale tipologiei forestiere. Acad. R.P.R., Bucureşti.
C h i ţ u C. (1971), Relieful României — factor pedogenetic. (Rezumatul tezei de doctorat), Fac. de geol. geogr., Univ. Bucureşti.
C i o c î r d e l R., E s c a A l. (1966), Încercare de sinteză a datelor cu privire la mişcările recente ale scoarţei terestre în România, St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geografie, t. 4, nr. 1.

C i o c î r d e l R., P o p p N. (1967), Mouvements verticaux récents reflétés dans la géomorphologie du territoire de la Roumanie. Assoc. géol. Carpato-balc., VIII-eme Congrès, Belgrade.
C î r c i u m a r u M. (1973 a), Cîteva aspecte privind oscilaţiile climatului din pleistocenul superior în SV-ul Transilvaniei, St. cerc. istorie veche, t. 24, nr. 2.
C î r c i u m a r u M. (1973 b), Determinări polinice în strate arheologice privind cultivarea plantelor de către omul primitiv. Culegere privind istoria agrară a României. Terra noastră, M.A.I.A, Bucureşti.
C î r c i u m a r u M., G l ă v a n V. (1975), Analiza polinică şi granulometrică a sedimentelor din peştera Gura Cheii (Rîşnov). St. cerc. istorie veche, arheologie, t. 26, nr. 1.
C o n d u r a c h e E., D u m i t r e s c u Vl. , M a t e i M. (1972), Carte archéologique de la Roumanie, Ed. Meridiane, Bucureşti.
C o n e a A n a (1960), Contribuţii la studiul geomorfologic al Cîmpiei joase a Siretului. Probl. de geografie, VII, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
C o n e a A n a (1969), Solurile fosile din faleza Mării Negre şi semnificaţia lor paleogeografică. St. geogr. asupra Dobrogei, Bucureşti.
C o n e a A n a (1970 a), Interpretări pedologice în stratigrafia depozitelor de loess. D.d.S., Inst. geologic, vol. LV, (1967—1968), Stratigrafie, Bucureşti.
C o n e a A n a (1970 b), Materiale parentale şi soluri fosile în Cîmpia Burnazului, St. ped. VI, Bucureşti.
C o n e a A n a (1970 c), Depozitele Cîmpiei Dunării româneşti, St. tehn. econ., Seria C, 18, Inst. geol., Bucureşti.
C o n e a A n a (1970 d), Formaţiuni cuaternare în Dobrogea, Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
C o n e a A n a ş.a. (1962), Cercetări pedologice în partea estică a interfluviului Călmăţui-Ialomiţa D.d.S. Comit. geol. XLIV.
C o n e a A., V o l o v i c i C., M u c e n i c I., N i ţ u I. (1962), Complexul pedologic al văii Călmăţuiului. D.d.S., vol. XLVI (1958—1959).
C o n e a A., G h i ţ u l e s c u N., V a s i l e s c u P. (1963), Consideraţii asupra depozitelor de suprafaţă din Cîmpia Română de est. St. ped., II, Bucureşti.
C o n e a A., B a l l y R., C a n a r a c h e A. (1972), Guidebook to excursions of the INQUA LOESS symposium in Romania, Inst. geol. nr. 10, Bucureşti.
C o s t e s c u P. G. (1956), Contribuţii la cunoaşterea evoluţiei reţelei hidrografice din bazinul Argeşului, datorită intervenţiei omului. Meteo-hidro., nr. 1, Bucureşti.
C o t e ţ P. (1940), Mutarea gurii Oltului. Rev. geogr., rom., vol. II, fasc. Bucureşti.
C o t e ţ P. (1941), Problema mişcărilor epirogenetice în partea de vest a Cîmpiei Dunării de Jos. Vol. „Studii şi cercetări geografice", Bucureşti.
C o t e ţ P. (1947), Cîlniştea — o vale de tip balcanic. Rev. geogr., vol. III, nr. 1, Bucureşti.
C o t e ţ P. (1950), Discuţii pe marginea comunicării lui A. Bârsan — Probleme de morfogeneză în cîmpia dintre Vedea şi Argeş (şed. 1 febr. 1950), Din lucrările I.C.G. al R.P.R., Bucureşti.
C o t e ţ P. (1956), Cîteva observaţii asupra formării lacurilor şi reţelei de văi secundare din Cîmpia Română. Anal. Univ. C.I. Parhon, Seria şt. naturale, nr. 10, Bucureşti.
C o t e ţ P. (1957 a), Cîmpia Olteniei — Studiu geomorfologic. Ed. tehnică, Bucureşti.
C o t e ţ P. (1957 b), Procese morfogenetice actuale pe teritoriul ţării noastre. An. romsov., seria geol. geogr. nr. 4, Bucureşti.
C o t e ţ P. (1959 a), Evoluţia paleogeografică a reţelei hidrografice, cap. II, Hidrografia R.P.R., de I. Ujvari, Ed. şt., Bucureşti.
C o t e ţ P. (1959 b), Probleme din geomorfologia văilor. Natura, seria geogr., geol. nr. 3, Bucureşti.
C o t e ţ P. (1960 a), Cîteva date noi asupra elementelor periglaciare din ţara noastră. Anal. Univ. „Al. I. Cuza" din Iaşi (serie nouă), secţ. II (Şt. naturale), t. VI, supliment.
C o t e ţ P. (1960 b), Cuaternarul, Cap. geologia, vol. I, geografia fizică. Monografia geografică a R.P.R., Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
C o t e ţ P. (1960 c), Trăsăturile fundamentale morfostructurale ale reliefului R. P. Române, şi tipurile de relief şi reprezentarea lor pe teritoriul R. P. Române. Cap. Geomorfologie, vol. I. Geografia fizică. Monografia geografică a R.P.R., Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
C o t e ţ P. (1960 d), Contribuţii la studiul martorilor de eroziune. Vol. Comunicări de geologie-geografie (1957—1959), S.S.N.G., vol. I, Bucureşti.
C o t e ţ P. (1963), Unele date privind geomorfologia zonei oraşului Bucureşti, Probl. de geogr., vol. X, Bucureşti.
C o t e ţ P. (1965), Schimbări hidrografice în Cîmpia Snagovului. Hidrobiologie, 5, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1965 a), Unele aspecte ale reliefului dezvoltat pe loess şi depozite loessoide. Comunic. de geogr., S.S.N.G. vol. III, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1965 b), Profilul geologic de la Codreni-Gurbăneşti (bazinul Mostiştei) şi importanţa lui pentru stratigrafia Cîmpiei Române. Natura, seria geogr., geol., — an. XV, nr. 1.

C o t e ţ P. (1966 a), Probleme de paleogeomorfologie în sectorul dunărean dintre Turnu Măgurele şi Hîrşova, St. cerc. geol. geofiz. şi geogr. Seria geografie, t. 7, nr. 2 Bucureşti.

C o t e ţ P. (1966 b), La répartition des cryostruetures pleistocènes sur le territoire de la Roumanie. Biul. Pérygl., nr. 15, Lódź.

C o t e ţ P. (1967 a), Balta Brăilei (I), Hidrobiologia, vol. 8, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1967 b), Quelques considérations sur l'holocène de la Roumanie. Révue roum. de géol., géophys. et. géogr., Séries de géographie, t. II, nr. 1. Bucureşti.

C o t e ţ P. (1967 c), Probleme de periglaciar. S.S.N.G., Comunic. de geogr., vol. V, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1967 d), Scurte consideraţii morfohidrografice asupra Ostrovului Păciului lui Soare din Balta Ialomiţei. St. cerc. ist. veche, t. 18, nr. 4, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1967 e), La plaine Roumaine et son évolution géomorphologique, Rev. roum. geol., geofiz., geogr., Série de geógraphie, t. 12, nr. 1—2, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1967 b), Unele probleme de geografie aplicată, Studia Univ. Babeş-Bolyai, fasc. 2.

C o t e ţ P. (1969 a), Relieful — Consideraţii morfostructurale, cap. 2, Geografia văii Dunării româneşti. Edit. Acad. R.S.R., Bucureşti.

C o t e ţ P. (1969 f), Situaţia paleogeografică în neogen şi cuaternar. Cap. IV — Evoluţia florei şi faunei, în vol. Biogeografia României (sub redacţia lui R. Călinescu), Ed. şt., Bucureşti.

C o t e ţ P. (1969 c), Geomorfologie cu elemente de geologie, Ed. I, Edit. did. şi pedag. Bucureşti.

C o t e ţ P. (1969 d), Irigarea terenurilor din ţara noastră, Terra, an. XXI, nr. 2, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1969 e), Prémisses géomorphologiques en marge des travaux pratiques dans la plaine Roumaine. Trav. du Symp. intern. de géom. appl., Bucarest, mai 1967.

C o t e ţ P. (1969 f), Suprafeţele geomorfologice înclinate de tip piemont, pediment şi glacis şi studiul lor. St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geografie, t. XVI, nr. 2, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1970 a), Morfodinamica văilor fluviatile (Observaţii în Balta Ialomiţei), Hidrobiologia, t. 11, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1970 b), Probleme de dinamică a apelor subterane în nord-estul Cîmpiei Române. Hidrotehnica, an. 15, nr. 7, Bucureşti.

C o t e ţ P. (1971 a), Direcţii de dezvoltare în geografia modernă. Progresele ştiinţei, vol. 7, nr. 9.

C o t e ţ P. (1971 b), Aspecte din morfodinamica apelor curgătoare. Lucr. şt. geografie. Inst. Pedagogic, Oradea.

C o t e ţ P. (1971 c), Geografia modernă ca ştiinţă multidisciplinară şi rolul ei în rezolvarea problemelor practice la nivel naţional. Cercetările multidisciplinare şi interdisciplinare, originea, dezvoltarea şi perspectivele lor. Lucr. ses. şt. a Acad. R. S. România, din 5—7 aprilie 1971.

C o t e ţ P. (1973), Geomorfologia României, Ed. tehn., Bucureşti.

C o t e ţ P., M a r t i n i u c C. (1957), Contribuţii la studiul periglaciarului în România. Anal. Univ. C. I. Parhon, Seria şt. nat., nr. 15, Bucureşti.

C o t e ţ P., P r i s n e a E. C. (1957), Contribuţii la stratigrafia depozitelor cuaternare din Cîmpia Română. Anal. Univ. C. I. Parhon, Seria Şt. Naturii, nr. 16, Bucureşti.

C o t e ţ P., S t ă n c e s c u C. (1961), Cîteva observaţii asupra teraselor Oltului şi Vedei în zona de contact dintre Piemontul Getic şi Cîmpia Română. Probl. de geogr., vol. VIII, Bucureşti.

C o t e ţ P., N. M a c a r o v i c i (1962), Prezenţa stratelor cu *Unio Sturi M.* Hoernes şi a stratelor de Barboşi-Babele în Cîmpia Română. Anal. Univ. Al. I. Cuza, Iaşi (Serie nouă), secţ. II (şt. naturale), B, geol. geogr., t. VIII.

C o t e ţ P., R o ş u A l., T e o d o r u T r. (1969), Zona preorăşenească a Craiovei. Aşezarea oraşului şi relieful. Lucr. de geogr. aplicată. Inst. de geol. geogr., al Acad. R.S.R., Bucureşti.

C o t e ţ P., B a n A. (1969), Depozitele din valea Dunării. Cap. 2 din vol. Geografia văii Dunării româneşti. Inst. geol. geogr., al Acad. R.S.R., Bucureşti.

C o t e ţ P., U r u c u V. (1975), Judeţul Olt, col. Judeţele patriei. Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.

C i o v i c ă N., E n e a I. (1972), Consideraţii hidrogeologice asupra sectorului oltenesc al văii Dunării. Hidrotehnica, 11.

C r ă c i u n F l., P o p e s c u F. (1963), Pămînturi macroporice în R.P.R., raionare şi proprietăţi geotehnice. Comit. de Stat al Apelor, I.S.P., Bucureşti.

C u c u - S t a r o s t e s c u N. (1894), Asupra unui nou sistem de alimentare cu apă a oraşelor, aplicat la alimentarea Bucurescilor. Bul. Soc. Polit. din România, X, nr. 33—40.

C u c u S t a r o s t e s c u N. (1897), Asupra hidrologiei subterane a regiunii din nord-vestul Bucureştilor. Bul. Soc. St. Bucureşti, VI, Bucureşti

D a n J., Y a a l o n D. H. (1968), Pedomorphic forms and pedomorphic surfaces. 97 the Intern. Congress of Soil. sceances Transactions, vol. IV, paper 60

D i m i t r e s c u A l. A l d e m (1911), Die untere Donau zwischen T. Severin und Brăila, Berlin.

D i m i t r e s c u A l. A l d e m (1923), Adevărata problemă a Cîmpiei Române, D.d.S. Inst. geol. Rom., VI (1914—1915), Bucureşti.

D o b r e s c u M., I o a n i ţ o a i a H., I s b ă ş e s c u P. (1969), Studiul reliefului în zonele irigabile din România, An. I.C.I.F.R., limb. franc., vol. II(VII).

D o n c i u C. (1962), Studiul secetelor în R.P.R., Met. hidro. gosp. apelor nr. 3.

D r ă g h i c e a n u M. (1895), Studii asupra idrologiei subterane (din punctul de vedere al alimentării oraşelor din România Mare, cu privire specială asupra alimentării Bucureştilor, Bucureşti.

D r ă g h i c e a n u M. (1896), Les tremblements de terre de la Roumanie et des pays environnants. Contribution à la théorie tectonique, Bucarest.

D r ă g h i c e a n u M. (1905), Studii asupra hidrologiei subterane din Oltenia, Bucureşti.

D u m i t r e s c u I., S ă n d u l e s c u M. (1968), Problèms structuraux fondamentaux des Carpates roumaines et leur avant-pays. An. Com. Geol. vol. XXXVI.

D u r a n d J. H. (1963), Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie formation et âge. Bull. géol. de France, (7), V.

E n ă c e a n u V. (1967), Lunca inundabilă a Dunării (Condiţiile morfohidrografice care influenţează viaţa în Lunca Dunării), în vol. Limnologia sectorului românesc al Dunării — studiu monografic, Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.

E n c u l e s c u P. (1929), Loessul din România şi solurile zonale ce s-au format pe ele. Bulet. Agr. vol. VI, Bucureşti.

F i l i b e r t o D., C a d e h a s L. (1965—1966), Curso de Hidrologia general y aplicada — Hidrologia forestal, Inst. de hidrologie, Madrid.

F i n k J. (1965), Zametki k voprosu o lësse. Hol. u. pleist. kontin. Lithog. Akad. Nauk, U.d.S.S.R.

F l o r e a N. (1952), Contribuţii la cunoaşterea nisipurilor din Cîmpia Tecuciului. Bul. şt. Acad. R.P.R. IV/4, Bucureşti.

F l o r e a N. (1955), Eroziunea eoliană a solurilor din Cîmpia Tecuciului, Rev. Univ. C.I. Parhon şi a Politehn., nr. 5

F l o r e a N. (1956), Cercetări pedologice în partea sudică şi vestică a Cîmpiei Brăilei. D.d.S. Com. Geol. XLI, Bucureşti.

F l o r e a N. (1958), État de conservation du sol dans la partie moyenne du Plateau Rîmnic. C.R.d. S. Com. géol., t. XXXVI, (1948—1949).

F l o r e a N. (1964), Cercetarea solului pe teren. Ed. şt. Bucureşti.

F l o r e a N. (1970 a), Unele aspecte ale genezei, distribuţiei şi ameliorării solurilor saline din Cîmpia Română de NE. Lucr. pr. schimb de exp. rep. privind amel. solurilor saline şi alcaline, St. exp. Ruşeţu, 1968, Bucureşti.

F l o r e a N. (1970 b). Tipurile şi mecanismele de acumulare pe teritoriul României. St. Solului, vol. 8, nr. 2.

F l o r e a N. (1970 c), Cîmpia de crovuri, un stadiu de evoluţie al cîmpiei-loessice, St. ped. VI, Bucureşti.

F l o r e a N (1970 d), Harta pedohidrogeologică a Cîmpiei Române dintre Ialomiţa şi Siret. St. ped. VII, Bucureşti.

F l o r e a N. (1972), Studiul geochimic al apelor naturale mineralizate din Cîmpia Română de nord-est (dintre rîurile Cricov—Ialomiţa şi Milcov—Putna—Siret (rezumat-teză de doctorat), Univ. Bucureşti, Fac. de geol.-geogr. Bucureşti.

F l o r e a N., O a n c e a C., C o n e a A., G o g o a ş e T. (1964), Solurile regiunii Bucureşti, St. ped. III, Bucureşti.

G a r ă t I., A i r i n e i Ş t. B o t e z a t u M., S o c o l e s c u M., S t o e n e s c u S. V e n c o v V. (1963), *Structura profundă a teritoriului R.P.R după datele geofizice (gravimetrice şi magnetice)*, St şi cerc de geofizică, t. I, nr. 1 Bucureşti.

G a v ă t I., A i r i n e i Ş t., B a r b u C., T o m e s c u I. (1971), Praguri, horsturi şi cordiliere în structura profundă a Carpaţilor dintre văile Oituzului şi Trotuşului. Bul. Soc. şt. geol., vol. XIII, Bucureşti.

G e a n a n a M., O c h i u I. (1971), Geografia solurilor, lucrări practice. Centr. mult. al Univ. Bucureşti, Fac. de geografie-geologie, Bucureşti.

Ghenea C. (1967), Prezenţa unui tuf vulcanic în villafranchianul din Depresiunea Valahă. St. tehn. şi econ. Seria H, nr. geol., 1 cercet., Bucureşti.
Ghenea C. (1968), Studiul depozitelor pliocene dintre valea Prutului şi valea Bîrladului între linia Ghidiceni-Vrancea şi calea ferată Zorleni—Fălciu. St. tehn. econ. seria J, stratigrafie, nr. 6.
Ghenea C., Mihăilă N., Ghenea A. (1963), Cercetări geologice între valea Topolniţei şi valea Desnăţuiului. St. tehn. econ. seria E, Hidrogeologie, nr. 6.
Ghenea C., Rădulescu G. (1964), Contribuţii la cunoaşterea faunei villafranchiene din Podişul Moldovenesc. D.S. Com. Geol., L (50), Bucureşti.
Gâştescu P. (1960), Consideraţiuni morfogenetice asupra limanelor şi cursul Ialomiţei. Probl. de geografie. VII, Bucureşti.
Gâştescu P. (1961), Apele din R. P. Română şi folosirea lor în economia naţională. Natura ,Seria geogr. geol., nr. 1, Bucureşti.
Gâştescu P., (1971), Lacurile din România. Limnologie regională. Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
Gâştescu P. (1965), Asupra originii lacurilor sărate din Cîmpia Română. Natura, seria geogr. geol., nr. 2, Bucureşti.
Gâştescu P., Driga B., Nicolaie T. (1973), Lacurile din Cîmpia Română orientală. Unele aspecte ale regimului hidric ca urmare a ridicării nivelului hidrostatic al apelor freatice, Hidrobiologia, nr. 14, Bucureşti.
Gîţă Gh., Teaci D., Crăciun C., Popescu I., Schramek C. (1972), Contribuţii la caracterizarea mineralogică a unor loessuri şi soluri formate pe loess din România. An. Inst. de st. şi cerc. pedologice, vol. XXXIX.
Gogîlniceanu S. (1939), Analiza chimică, mecanică şi mineralogică a loessului românesc, Bucureşti.
Gogoaşă T., Cucută Al. (1959), Cercetări pedologice în partea estică a Cîmpiei Vlasia (raionul Snagov) D.d.S. Com. geol. XLII (1954—1955).
Gogorici Ec., Jianu V., Donciu C. (1967), Studiu asupra adîncimilor de îngheţ ale solului, H.C.M., vol. 1, nr. 6, Bucureşti.
Grumăzescu H. (1955), Consideraţii generale asupra proceselor de modelare a reliefului Cîmpiei Române dintre Subcarpaţi, Ialomiţa, Dunăre şi Siret. Probl. de geogr., vol. II.
Grumăzescu H. (1957), Contribuţii la cunoaşterea deltelor continentale din R.P.R. Anal. rom.—sov., Seria geol. geogr., nr. 3.
Hanganu E. (1962), Asupra limitei pliocen-pleistocen în regiunea dintre văile Teleajenului şi Prahovei, St. cerc. geol., an. VII, nr. 3—4.
Hanganu El., Măргescu C. (1973), Contribuţii la răspîndirea speciei *Parelephas trogontherii Pählig.* în pleistocenul platformei Moesice. St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, t. 18, nr. 1.
Iliescu V., Cioflică Gean. (1964), Studiu palinologic asupra carierelor de la Pantelimon. D.d.S. vol. XLIX, (1961—1962).
Ioaniţoaia H. (1962), Schiţă de raionare ameliorativă a apelor freatice de pe teritoriul României, cu privire specială asupra terenurilor interesate la lucrări de îmbunătăţiri funciare, Hidrotehnice, nr. 11.
Ioaniţoaia H. (1970), Puncte de vedere noi asupra mineralizării lacurilor din partea de nord-est a Cîmpiei Române. Lucr. colocv. de limn. fizică. Buc., 1920. Inst. de geogr., Bucureşti.
Ioaniţoaia H. (1974), Aspecte metodologice ale cercetării hidrogeologice în exploatarea sistemelor de irigaţii şi desecări. An. ISC pentru îmbun. funciare: vol. IV (XI), Bucureşti.
Ioaniţoaia H., Dobrescu M. (1970), Aspecte metodologice privind stabilirea capacităţii de drenaj natural a unui teritoriu, cu aplicaţie la Cîmpia Brăilei. An. I.C.I.F P., Îmbun. func., vol. III I (VII).
Ioaniţoaia H., Dobrescu M. (1972), Cauzele excesului de umiditate din anii 1970 şi 1971 în zona de nord a perimetrului irigabil Mostiştea. An. I.S.C. pentru Îmbun. func., vol. II (IX), Bucureşti.
Ioaniţoaia H., Dobrescu M., Isbăşoiu P. (1975), Prognoza nivelului apei freatice în interfluviile dintre Ialomiţa, Buzău-Siret şi Dunăre în condiţii de irigaţie (sub tipar).
Ionescu Al. (1972), Vecini cu abisul. Poluarea şi echilibrul ecologic. Orizonturi 44, Edit. encicl. română.
Ionescu-Argetoaia I. (1914), Pliocenul din Oltenia. An. Inst. geol. Rom., VIII, Bucureşti.
Ionescu-Balea M. St. (1923), Les dunes de l'Olténie, Paris.

Ionescu I. P. (1906—1907), Studiul materialelor din sondajele executate de W. H. Lindley. Raport asupra studiilor alimentării cu apă a oraşului Ploieşti, 1907.
Ionescu-Şişeşti Gh. (1933), Lunca Dunării şi punerea ei în valoare, Bucureşti.
Ionescu-Şişeşti Gh., Staicu I. (1958), Agrotehnica, I, Bucureşti.
Iordan I. (1963), Schimbarea cursului Sabarului între Vidra şi Ciocoveni prin intervenţia omului, Probl., de geografie, X.
Isbăşoiu P., Ioaniţoaia H., Dobrescu M. (1969), Studiul regimului eolian în zonele irigabile din România în vederea aplicării udării prin aspersiune. An. I.C.I.F.P., Imbun. func. vol. II (VI).
Liteanu S. (1952), Geologia oraşului Bucureşti. Com. geol. ,Şt. tehnc. econ. seria E (Hidrogeologie), nr. 1, Bucureşti.
Liteanu E. (1953 a), Procese morfogenetice holocene în bazinul inferior al Argeşului, Comit. geol. Şt. tehn. econ. Seria E, (Hidrobiologie), nr. 2, Bucureşti.
Liteanu E. (1953 b), Geologia bazinului inferior al Argeşului şi al teraselor Dunării. Comit. geol., St. tehn. econ., Seria E (Hidrogeologie, nr. 2, Bucureşti.
Liteanu E. (1953 c), Limita superioară a Terţiarului din aria de dezvoltare a lacului pliocen din Cîmpia Română. Comit. geol., Şt. tehn şi econom., Seria E (Hidrogeologie), nr. 2, Bucureşti.
Liteanu E. (1955 a), Fauna daciană de la Zăvalu. Bul. şt. Acad. R.P.R., t. VII, nr. 3, Bucureşti.
Liteanu E. (1955 b), Geologia şi hidrogeologia ţinutului dunărean dintre Argeş şi Ialomiţa. Com. geol., Şt. tehn. şi econ., Seria E, (Hidrogeologie), nr. 4, Bucureşti.
Liteanu E. (1956), Raionarea apelor de adîncime din Cîmpia Română orientală dintre Argeş şi Siret. Bul. Sect. geol. geogr., t. I, 1—2, Bucureşti.
Liteanu E. (1960), Problema limitei Cuaternar/Terţiar din Depresiunea valahă, St. tehn. şi econ., Seria E, 5, Bucureşti.
Liteanu E. (1961 a), Aspectele generale ale stratigrafiei Pleistocenului şi geneticei reliefului din Cîmpia Română, St. tehn. şi econ., Seria E, 5, Bucureşti.
Liteanu E. (1961 b), Cercetări geologice şi hidrogeologice în Cîmpia Română de NE. St. tehn. şi econ., Seria E, 5, Bucureşti.
Liteanu E., Bandrabur T. (1957), Geologia cîmpiei getice, meridionale dintre Jiu şi Olt. An. Com. geol., XXX, Bucureşti.
Liteanu E., (1959), Geologia contactului morfologic dintre Subcarpaţi şi Cîmpia Română între Teleajen şi V. Budureasa. St. şi cercet. de geol., t. II, 3—4, Bucureşti.
Liteanu E., (1960), Cercetări hidrogeologice asupra apelor freatice din bazinul inferior al Argeşului. St. şi cercet. geol., t. V. 3, Bucureşti.
Liteanu E., (1960 a), Cercetări geologice în regiunea dunăreană dintre Argeş şi V. Mostiştei, Acad. R.P.R., St. cerc. de geol., t 5. nr. 4, Bucureşti.
Liteanu E., (1960 b), Cercetări hidrogeologice asupra apelor freatice din bazinul inferior al Argeşului. Acad. RPR, St. cerc. geol. t. 5, nr. 5 Bucureşti.
Liteanu E., Maroşi P., Rotman S., Pricăjan A., Bandrabur T., Ghenea C., (1969), Raionarea hidrogeologică a teritoriului R.P.R. Probl. de geogr., VII
Liteanu E., Constantinescu V. (1961), Cercetări hidrogeologice în regiunea de cîmpie dintre rîul Teleajen şi Valea Sărăţii. St. şi cerc. geol., t. VI, nr. 1, Bucureşti.
Liteanu E., Ghenea C. (1962), Relaţii hidrogeologice între apele freatice şi apa lacurilor din Cîmpia Română orientală. St. cercet. geol., t. VIII, nr. 4, Bucureşti.
Liteanu E., (1966), Cuaternarul din România, St. tehn. şi econ., Seria H, geol. cuat., nr. 1, Bucureşti.
Liteanu E., Pricăjan A., Andreescu I. (1967), Cercetări privitoare la stratigrafia Cuaternarului din regiunea de cîmpie dintre rîurile Teleajen şi Prahova (Studii de geologia cuaternarului), St. tehn. econ., Seria H, geol. cuat., nr. 3, Bucureşti.
Liteanu E., Pricăjan A., Andreescu I., Istrate Gh. (1967), Succesiunile stratigrafice din Platforma Cotmeana, St. cerc. geol., geofiz. geogr., seria geol., t. 12, nr. 1, Bucureşti.
Lupe I. (1952), Perdele forestiere de protecţie şi cultura lor în cîmpiile din R.P.R., Bucureşti.
Macarovici N. (1960), Contribuţii la cunoaşterea geologiei Moldovei meridionale. Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Şt. nat., I, t. 5, Iaşi.
Macarovici N. (1962), Asupra geologiei regiunii dintre valea Muscelu şi valea Cîlnăului (raionul Buzău). D.d.s. Com. geol., vol. XLIII (1955—1956).
Macarovici N. (1968), Cuaternarul din România. Ed. did. şi ped., Bucureşti.
Macarovici N. (1972), Sur la faune „Villafranchienne" de la Roumanie, Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Serie nouă, Sect. II, b. geologie, t. XVIII.

Macarovici N., Coteţ P., Băluţă D., Sencu V. (1965), Asupra pliocenului din valea Dunării dintre Calafat şi Corabia S.S.N.G. Comun. de geol., vol. III, Bucureşti.
Măianu Al. (1964), Salinizarea secundară a solurilor. Ed. Acad. Bucureşti.
Măianu Al. ş.a. (1968), Caracterizarea solurilor în incinta îndiguită Călăraşi-Răul. An. Inst. cercet. pentru îmbun. func., şi ped. Secţ. Ped., vol. II (XXXVI), Bucureşti.
Marinescu M. (1967), Navigaţia, în vol. Limnologia sectorului românesc al Dunării — studiu monografic, Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
Marosi P. (1963), Despre zonalitatea apelor freatice din piemonturile de acumulare, cu privire specială în piemontul de la Rîmnicu Sărat. Stud. Univ. Babeş-Bolyai, Cluj ser. geol. geogr., nr. 2:
Marosi P. (1967), Originea mineralizării apelor freatice din cîmpia interfluvială Buzău—R. Sărat, St. de hidrogeologie, şt. tehn. şi econ., Seria E, Hidrogeologie, nr. 7, Inst. de geologie, Bucureşti.
Mateescu St. (1927), Cercetări geologice în partea externă a curburei sud-estice a Carpaţilor româneşti. An. Inst. geol. rom., vol. XII, Bucureşti.
Maxim I. (1962), Nisipurile din R.S.R., Natura, seria geogr., geol., an. XIV, nr 5, Bucureşti.
Maxim I., Boeriu I. ş. a. (1957), Contribuţii la cunoaşterea nisipurilor dintre Jiu şi Olt, An. lucru. şt. Inst. agr. Craiova.
Maxim I., Ionescu I., Firu I. (1968), Cercetări pedologice şi geologice la est de Jiu (sectorul Dobreşti-Căciuleşti). Bul. şt. Univ. Craiova.
Mihăilescu V. (1924), Vlăsia şi Mostiştea, B.S.R.G., t. XLIII.
Mihăilescu V. (1931), Marile regiuni morfologice ale României, B.S.R.G., t. L, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1937), Terasele fluviatile. B.S.R.G., t. LVI, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1957), Asupra limitelor şi marilor diviziuni ale Cîmpiei Romîne. St. cerc. geol. geogr., Acad. R.P.R., Fil. Cluj.
Mihăilescu V. (1966), Dealurile şi cîmpiile României, Ed. şt. Bucureşti.
Mihnea I., Ioaniţoaia H. (1970), Schiţă de zonare a terenurilor cu exces de umiditate. St. solului, vol. 8.
Mihnea I., Ioaniţoaia H. (1970), Zonarea terenurilor cu exces de umiditate şi a metodelor de drenaj. St. solului, vol. VIII, 4.
Mociorniţa C., Niţulescu M. (1968), Date morfometrice şi hidrologice caracteristice pentru rîurile şi fluviul Dunărea de pe teritoriul României, Hidrobiologia, t. 9.
Morariu T. (1959), Fragmentarea medie a reliefului R.P.R., Probl. de geogr., vol. VI., Bucureşti.
Motaş C., Botoşăneanu L., Negrea Şt. (1962), Cercetări asupra biologiei izvoarelor şi apelor freatice din partea centrală a Cîmpiei Romîne. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
Moţoc M. (1963), Eroziunea solului pe terenurile agricole şi combaterea ei. Ed. agrosilv., Bucureşti.
Moţoc M. (1970), Détermination d'un indice climatique pour l'érosion éolienne et sa répartition zonale sur le territoire de la Roumanie. In memoriam N. C. Cernescu et M. Popovăţ. Inst. geol., Seria C, nr. 18.
Mrazec L. (1899), Comunicare asupra originii loessului din România. Bul. Soc. şt. Bucureşti, an VIII, nr. 4—5.
Mrazec L. (1899), Cîteva observaţii asupra cursurilor rîurilor din Valahia. An. Muz. Geol. Pal. 1896, an. III.
Murgoci G. (1907), La plaine Roumaine et le Balta du Danube, Congr. Intern. du Pétrole, Roumanie.
Murgoci G. (1907 a), Movilele Bărăganului. Semănătorul, an. II, Bucureşti.
Murgoci G. (1907 b), Cîteva date asupra albiilor şi movilelor Bărăganului. Bul. Soc. şt. Bucureşti, XIV.
Murgoci G. (1911), The climate in Romania and vicinity in the late Quaternary times, C.R. du XI-e Congres Intern de Géol., Stockholm.
Murgoci G. (1912), Studii hidrologice — Asupra apelor arteziene din cîmpie (Cu privire specială la domeniul Gherghiţa). D.d.s. Inst. geol. Rom. t. III, Bucureşti.
Murgoci G. (1912), Clima şi solurile în România în era cuaternară. Viaţa agricolă, Bucureşti.
Murgoci G. (1923), Studii hidrogeologice în jurul oraşului Rîmnicu Sărat. D.d.S., Inst. geol. Rom. (1914—1915), Bucureşti.
Murgoci G., Protopopescu-Pache E., Enculescu P. (1908), Raport asupra lucrărilor făcute de secţia agrogeologică în anul 1906—1907. An. Inst. geol. Rom., fasc. 3, Bucureşti.

Mutihac V., Ionesi L. (1974), Geologia României, Ed. tehn., Bucureşti.
Naum Tr., Grumăzescu H., Niculescu Gh. (1954), Raionarea geomorfologică a Cîmpiei Romîne de NE. Probl. de geogr., vol. I.
Naum Tr., Grumăzescu H., Niculescu Gh. (1954), Problema loessului. Probl. de geogr., vol. I, Bucureşti.
Neamu Gh., Bogdan Oct., Mihai El., Teodoreanu El. (1970), Harta topoclimatică a României. Principii şi metode. St. cerc. de geol., geofiz. geogr., Seria geografie, t. XVII, nr. 2., Bucureşti.
Nicolescu M. (1965), Contribuţii la cunoaşterea apelor de adîncime din ţinutul cuprins între Siret şi Prut. H.G.M., vol. 10, nr. 12, Bucureşti.
Nicolăescu-Plopşor C. S. (1930), Cercetările preistorice şi cuaternarul. Arh. Olteniei, IX, Craiova.
Nicolăescu-Plopşor C. S. (1938), Le Paléolithique en Roumanie. Dacia, Bucureşti.
Nicolăescu-Plopşor C. S., Moroşan N. (1959), Sur le commencement du Paléolithique en Roumanie, Dacia, III, Bucureşti.
Niculescu Gh. (1960), Cîmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce (Observaţii geomorfologice), Probl. de geogr., vol. VII.
Oancea C., Niţu I., Parichi M. (1967), Condiţiile naturale şi solurile din partea de SE a Cîmpiei Olteniei. D.d.S., Inst. geol., Rom., vol. II/3 (1963, 1965), Bucureşti.
Oancea C., Parichi M. (1970), Solurile Cîmpiei Olteniei de est. St. ped. VII, Bucureşti.
Obreja A. (1955), Observaţii geomorfologice şi hidrogeologice în V. Bîrladului. D.d.S., Comit. geol., vol. XXXIX, Bucureşti.
Obreja A. (1956), Zona de subsidenţă de la Tecuci. Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza", sect. II (şt. nat.), t. II, nr. 1, Iaşi.
Obrejanu Gr., Petrescu N., Botzan M., Canarache A., ş.a. (1958), Contribuţii la studiul clasificării şi fertilităţii solurilor din regiunea inundabilă a Dunării, sectorul Călăraşi—Brăila—Tulcea. Probl. de geogr., ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
Obrejanu Gr. (1966), Pedologie ameliorativă. Ed. Agrosilvică, Bucureşti.
Obrejanu Gr., Măianu Al. (1970), Legile acumulării sărurilor în apele freatice şi în solurile de pe terenurile cu condiţii de salinizare din Cîmpia Română, Publ. S.N.R.S.S.6 Bucureşti.
Obrejanu Gr., Trandafirescu T. (1972), Valorificarea nisipurilor şi solurilor nisipoase din România. Ed. Ceres, Bucureşti.
Oncescu N. (1959), Geologia R.P.R., Ed. tehnică, Bucureşti.
Oprea C. V., Mureşanu P. L., Staicu Ir. (1956), Complexele agropedologice ale raioanelor Timişoara, Sînnicolau Mare şi Lugoj, St. cerc, şt., seria şt. agric., t. III, nr. 3—4, Timişoara.
Peahă M., Dragu Gh., Dumitrescu V., Florescu N., Dobrescu I. (1974), Atlas geografic general, Ed. did. pedag., Bucureşti.
Pană A. (1911), Cursul inferior al Călmăţuiului. An. Inst. geol. Rom., vol. IV, fasc. 1, Bucureşti.
Paraschiv D. (1961), Asupra cursului actual al Dunării în aval de Turnu Severin. Natura, seria geogr. geol, an. XIII, nr. 6. Bucureşti
Paraschiv D. (1966), Sur l'évolution paléogéomorphologique de la plaine Roumaine. Rev. roum. geol., geofiz. geogr., Série de géographie. t. 10, nr. 1.
Paraschiv D. (1975), Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. Inst. de geol. şi geof. st. tehn. şi econ., seria A, nr. 10
Pătăchie I. (1966), Reparaţia cantitativă a precipitaţiilor atmosferice cu asigurarea de 80% în perioada actuală de vegetaţie pe teritoriul R.S.R., Hidr. Gosp. apelor, meteor., nr. 4.
Pătăchie I. (1966), Repartiţia coeficientului de umiditate pe teritoriul R. S. România. Hidrotehnica, Gosp. apelor, Meteorologia, vol 12, nr. 1
Patte E. (1936), Sur les éléphants fossiles de Roumanie, Acad. Roum. Mém. Sect. Sci. (3), XIV/4, Bucureşti.
Paucă M. (1936), Mamiferele pleistocene din Cîmpia Română. Bul. Soc. Nat. din România, 8, Bucureşti.
Petrescu P. (1940), Rècherches hydrochimiques dans la région de nord-est de la Plaine Roumaine, An. Inst. Geol. Rom., vol. XX.
Pfannenstiel M. (1950), Die Quartärgeschichte des Donaudeltas, Bonner Geogr,. Abh. 6, Bonn.
Popa Gh. (1974), Argeşul — studiu hidrogeografic (rezumatul tezei de doctorat), Fac. de Biol.-geogr., Univ. Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca.

Popa Gh., Băluță D. (1967), Apele freatice din lunca Argeşului în zona de cîmpie şi raportul lor cu apele de suprafață. Hidr., Gosp. apelor, Meteor., vol. 12, nr. 5, Bucureşti.
Popescu B. (1970), Inundațiile catastrofale din mai-iunie 1970 şi problemele pe care le ridică în gospodărirea rațională a apelor. Hidrotehnica, vol. 15, nr. 12.
Popescu V. (1974), Morala şi cunoaşterea ştiinţifică, Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
Popescu Voiteşti I. (1940), Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului românesc. Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj, an. V, nr. 2, Cluj.
Popovăț M. (1948), Recherches sur le loess: une coupe à Slobozia Veche (Ialomița), C.R., Inst. géol. roum., t. XXIX, Bucureşti.
Popovăț M. (1953), Sedimentele şi solurile în Oltenia apuseană. D.d.S. Com. Geol., XXXVII, Bucureşti.
Popovăț M. (1961), Caracterizarea climatică a solurilor R.P.R., cu ajutorul indicilor climatici. În volumul Cercetări de pedologie, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
Popovăț M., Nicolaescu-Plopşor, Spirescu M. (1957), Criterii arheologice pentru stabilirea unei cronologii în paleopedologie, Com. Acad. R.P.R., t. VII, nr. 3.
Popovăț M., Conea A., Munteanu I., Vasilescu P. (1964), Loessuri şi soluri fosile în Podişul Dobrogei sudice. St. tehn. şi econ., Seria C, nr. 12, Bucureşti.
Popp N. (1938), Movilele de pe terasa Cîmpinei. An. Soveja, X, XI, Bucureşti.
Popp Nicolae M. (1940), Subcarpații între Dîmbovița şi Prahova. B.S., R.G., Cercet. geogr., III, Bucureşti.
Popp Nicolae M. (1947), Formarea Cîmpiei Române, Ed. Luceafărul, Bucureşti.
Popp Nicolae M. (1970 a), Contribuții la cunoaşterea depozitelor cuaternare din valea Dunării între Turnu Măgurele şi Călăraşi, Lucr. şt. cadre didact., Inst. Ped. de 3 ani. Suceava, vol. I, Suceava.
Popp Nicolae M. (1970 b), Condițiile geomorfologice, litologice şi hidrogeologice în legătură cu formarea solurilor din Lunca şi Delta Dunării. Lucr. Conf. naț. de ştiința solului, Eforie, 1967, Bucureşti.
Popp N., Teaci D. (1969), Deltas anciens sur le territoire de la Roumanie. O.N.U., Déc., hydr. des deltas, mai, Bucureşti.
Pop E., Lupşa V., Boşcaiu N. (1971), Progrese în palinologia românească (Simpozionul de palinologie, Cluj, 14 mai 1970), Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
Posea Gr. (1953), Terasele fluviatile şi problemele practice legate de ele, Natura, an. V, nr. 4, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), Relieful României, Ed. şt. Bucureşti.
Pricăjan A. (1961), Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre Buzău şi Ialomița. Com. geol. şt. tehn., seria E, (Hidrogeologie), 5, Bucureşti.
Prisnea E. (1960), Geneza şi dezvoltarea Cîmpiei Române (cu privire specială asupra Burnazului), An. rom. sov., seria geol. — geogr., an. XIV, nr. 1.
Prisnea E. (1962), Contribuții la cunoaşterea versantului sudic al Burnasului şi văii Dunării. An. rom. sov. seria geol. — geogr., an. XVI, nr. 2.
Protopopescu-Pache Em. I. (1923), Cercetări agrogeologice în Cîmpia Română dintre valea Mostiştei şi rîul Olt, D.d.S., Inst. Rom. vol. I.
Protopopescu-Pache Em. I., Crăciun F., Popescu D. (1966), Loessuri şi loessoide ca pămînturi macroporice în R.S. România, H.G.A.M., vol 11, nr. 6.
Rădulescu I. (1956), Observații geomorfologice în Cîmpia piemontană Piteşti. Anal. Univ. C. Parhon, Seria Şt. Nat., nr. 10, Bucureşti.
Rădulescu I. (1957 a), Observații geomorfologice în Cîmpia Burdea. Probl. de geogr., vol. IV, Bucureşti.
Rădulescu I., (1957 b), Contribuții în precizarea limitei dintre Cîmpia Neajlovului şi Cîmpia Piteşti. An. Univ. C. Parhon, Seria Şt. Naturale, nr. 13, Bucureşti.
Rădulescu I., Vişan Gh. (1971), Considerații asupra hidrografiei Cîmpiei înalte a Tîrgoviştei. Bul. Soc. şt. geogr., din R.P.R., serie nouă, vol. I, (LXXI), Bucureşti.
Rădulescu N. Al. (1936), Vrancea, Bucureşti.
Rădulescu N. Al. (1941), Considerations géographiques sur le tremblement de terre du 10 novembre 1940. C. R. de S. de la Acad. de Sc. de de Roumanie, t. V. nr. 3.
Rădulescu N. Al. (1964), Secetele din R. P. România. Natura — seria geogr. geol., nr. 1, Bucureşti.
Rădulescu N. Al. (1967), Recherches de géographie à l'aide du relief anthropique. Com. de geogr., vol. VIII.
Rădulescu N. Al. (1972), Modification du milieu physique-géographique en Roumanie comme résultat de l'activité humaine, Rev. de géol. géophqs., géogr., Série de géographie, t. 16, nr. 1, Bucureşti.

Rădulescu N. Al., Velcea I., Petrescu N. (1968), Geografia agriculturii României. Ed. şt. Bucureşti.
Regrain R. (1974), Le colloque de Potenza sur la cartographie géomorphologie intégrée. Rev. de géom. dynamique, an. XXIII, nr. 1.
Roman Şt. (1969), Date palinologice privind pleistocenul mediu din sudul Podişului Moldovenesc, D.d.S. Inst. geol., LIV, (1967)
Roşescu-Tăbăcaru El. (1972), Raionarea hidrogeologică a teritoriului României între apele freatice şi scurgerea de suprafață. St. de hidrogeologie, VIII, I.M.G., Bucureşti.
Roşescu-Tăbăcaru El. (1974), Metodica de prelucrare şi interpretare a datelor provenite din rețeaua de observații şi măsurători a apelor freatice. St. de hidrogeol., vol. XIII, I.M.H.
Sevastos R. (1907), Raporturile tectonice între Cîmpia Română şi regiunea colinelor din Moldova, An. Inst. geol. I, fasc. 2.
Sencu V. (1968), La carte du karst et du clasto-karst de Roumanie. Rev. roum. de geol. geofiz. geogr., Série de géographie, t. 12, nr. 1—2, Bucureşti.
Sficlea V. (1960), Pietrişurile de Bălăbăneşti şi cîteva precizări geomorfologice legate de ele. Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi (serie nouă), Sect. II (Şt. nat.) t, VI, fasc. 2.
Sficlea V. (1972), Platforma Covurluiului — studiu geomorfologic (rezumatul tezei de doctorat). Fac. de biol. — geogr., Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.
Sîrcu I. (1953), Piemontul Poiana — Nicoreşti — studiu geomorfologic, Acad. R.P.R., Filiala Iaşi, st. cerc. şt., an. IV, nr. 1—4, Iaşi.
Slăvoacă D., Opran C. (1963 a), Cercetări geologice şi hidrogeologice în zona Giurgiu—Alexandria—Traian. Com. geol., Şt. tehn. şi econ., Seria E (Hidrogeologie), nr. 6, Bucureşti.
Slăvoacă D., Opran C. (1963 b), Asupra prezenței unor fenomene periglaciare în cîmpia Burnazului. Com. geol., Şt. tehn. şi econ. Seria E.
Spirescu M. (1957), Cercetări pedologice în Bărăgan, la vest de V. Jegălia — D.d.S., Com. Geol. XLI, Bucureşti.
Spirescu M. (1970), Loessuri şi soluri fosile. St. pedologice, VI. Inst. geol., Studii tehn. econ., Seria C (pedologie), nr. 16, Bucureşti.
Socolescu M., Airinei St., Ciocîrdel R., Popescu M. (1975), Fizica şi structura scoarței terestre, Ed. tehnică, Bucureşti
Spirescu M., Roman St., Bălăceanu Al., Vasilescu P. (1970), Relații cronologice între depozitele de acoperire ale Pintenului Măgurii şi terasele Prahovei, St. Pedologice, VI, Bucureşti.
Straszewska K. (1974), Origin of the Lower Danube Floodplain between Vidin and Svistov, northern Bulgaria, St. geol. Polonica, vol. XLIII, Varşovia.
Sturza M. (1950), Manual de balneologie, Ed. de Stat, Bucureşti.
Ştefănescu Gr. (1889), Descoperirea unei falce de cămilă fosilă lîngă Slatina. Anal. Acad. Rom. Mem. Sect. şt. Ser. I, t. XI, Bucureşti.
Ştefănescu Gr. (1890), Cursu elementaru de geologie, Bucureşti.
Ştefănescu Gr. (1895 a), Cămila fosilă din România. An. Muz. geol., vol. I, Bucureşti.
Ştefănescu Gr. (1895 b), Relațiune sumară asupra structurei geologice observată de membrii Buroului geologicu în anii 1887 şi 1888, în județele Tutova, Fălciu, Covurlui, Ialomița şi Ilfov. An. mas. de geol., paleont., 1895, Bucureşti, 1898.
Ştefănescu Sabba (1954), Stratele geologice la Mărculeşti în Bărăganul Ialomiței. Anal. Acad. Rom., Ser. II, tom. XVI, Bucureşti.
Ştefănescu Sabba (1897), Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie, Contributions à l'étude stratigraphique. Lille.
Ştefănescu Sabba (1907), Stratele geologice din regiunea Bucureştiului, Bul. Soc. reg. rom. geogr., t. Bucureşti.
Teaci D. (1957 a), Unele probleme legate de răspîndirea loessului şi a rocilor loessoide în țara noastră şi a solurilor formate pe ele. Natura, nr. IX, nr. 3., Bucureşti.
Teaci D. (1957 b), Harta raioanelor pedoclimatice ale R.P.R., Bucureşti.
Teaci D., (1960), Considerații privind clasificarea şi evaluarea economică a solurilor din R.P.R., Probleme agricole, 12, Bucureşti.
Teaci D., Tutunea C., Burt M., Predel, Munteanu M. (1974), Aspecte privind raionarea pedoclimatică şi bonitarea terenurilor agricole din România (la scara 1/200.000) pe județe. An. Inst. St. cerc. ped., vol. XL.
Teaci D., Burt M., Predel Fl. (1965), Contribuție la metoda de raionare pedoclimatică a terenurilor agricole (cu aplicare la partea sudică a R.S.R.), I.C.C.A., An. secției de pedologie, vol. XXXIII.
Teaci D., Burt M. (1966), Contribuții la metodica de bonitare a terenurilor agricole. I.C.C.A., An. secț. ped. XXXIV, Bucureşti.

T o u r a i n e F. (1974), Qu'est-ce donc qu'une argilite ferrugineuse. Rev. de géographie alpine LXII, nr. 4.
T u f e s c u V. (1966 a), Contribuţii geografice la studiul utilizării terenurilor în agricultură. Natura nr. 6, Bucureşti.
T u f e s c u V. (1966 b), Modelarea naturală şi eroziunea accelerată. Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
U j v a r i I. (1960 a), Hidrografia R.P.R., Ed. şt. Bucureşti.
U j v a r i I. (1960 d), O încercare de raionare a bilanţului hidrologic pe teritoriul R.P.R. Com. de geol. geogr. (1957—1958), p. 102—120.
U j v a r i I. (1960 b), Condiţiile de alimentare subterană a rîurilor din R.P. Română (p.121—134). Ed. şt., Bucureşti.
U j v a r i I., B u z V., G a l a n P. (1963), Problemele indicilor hidrotermici..Indicele de ariditate al lui De Martonne şi aplicabilitatea lui în R.P.R., St. Univ. Babeş-Bolyai, f Seria geol. — geogr., nr. 2.
U r z i c e a n u D. (1967), Consideraţii privind caracterizarea stabilităţii albiilor rîurilor. Met. Hidrol., Gosp. Apelor, nr. 1.
V â l s a n G. (1915), Cîmpia Română, B.S.R.G., XXXVI.
V â l s a n G. (1917), Influenţe climatice în morfologia Cîmpiei Române, D.d.S., Inst. geol., Rom., vol. VII (1915—1916), Bucureşti.
V e l c e a I., I o r d a n I. (1963), Harta utilizării terenurilor în R. P. Română. Probl. de geogr., vol. X.
V e l c e a V. (1971), Evaluarea proceselor actuale din Cîmpia Română. Prognoze în vederea utilizării raţionale a terenurilor. Simpoz. geogr., cîmpiilor, Timişoara.
V e n c o v I., S t o e n e s c u Sc., E s c a Al. (1955), Cercetări gravimetrice în Oltenia şi Muntenia. Bul. şt. Secţ. şt., biol., agron., geol., şi geogr., Acad. R.S.R., t. VII, nr. 1.
V i d r a ş c u I. G. (1921), Valorificarea regiunii inundabile a Dunării, Bucureşti.
Z ă v o i a n u I., B ă l u ţ ă D. (1973), Les causes des phénomènes hydrophréatiques du Bărăgan centralpendant la période 1969—1971, Rev. de geol. géophqs. géogr., Série de geographie, t. 17, nr. 1.
Academia R. S. România (1967), Limnologia sectorului românesc al Dunării — studiu monografic (coordonator A. C. Banu), Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
Academia de Ştiinţe agricole şi silvice (1973), Grupa II — *Cîmpia Română* — Studiu privind eliminarea excesului de apă de pe terenurile agricole şi combaterea inundaţiilor Sinteza privind cauzele naturale şi antropice. Bucureşti.
Academia de Ştiinţe agricole şi silvice (1973) — Harta terenurilor cu exces temporar de umiditate de suprafaţă, cu umezire freatică sau de inundaţie (1 : 1.000.000), redactori *N. Florea* şi *I. Munteanu.*
Academia de Ştiinţe agricole şi silvice (1973) — Harta cu exces de umiditate şi a eroziunii solurilor (1 : 1.000.000), *editori C.N.A. — I.S.C.P.G.A.*
Academia de Ştiinţe agricole şi silvice (1973) — Harta lucrărilor de apărare împotriva inundaţiilor şi de gospodărire a apelor 1 : 1. 000.000), *editată de C.N.A. — I.S.C.P.G.A.*
* * * (1970) — Harta solurilor din R.S.R. (1 : 1.000.000), redactori coordonatori: N. Cernescu, M. Popovăţ, N. Florea, A. Conea, ediţia II-a
* * * (1972) — Harta geobotanică a R.S.R. (1 : 1.000.000, redactori I. Şerbănescu, I. Dragu, Gh. Babuca.
C.S.A. — I.S.C.H. (1967), Studiul hidrogeologic al oraşului Bucureşti.
I.G.G. al Academiei R.S.R. (1969), Geografia văii Dunării româneşti, Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
I.H.M. (1971), Rîurile României. Monografie hidrologică. Bucureşti.
I.S.C.H. (1967), 10 ani de activitate. Cap. 2, resurse de apă. Cercetări hidrogeologice, Bucureşti.
Inst. Met. (1961, 1962), Clima R.P.Române (vol. I, II), Bucureşti
I.M.H. (1973), Reţeaua hidrogeologică R. S. România. Puncte de observaţii existente la 31 12, 1972 Bucureşti (anexă).

Bun de tipar: 20.07.1976. Apărut: 1976. Tiraj: 905 ex. Coli editoriale: 22,50, Coli de tipar: 16. Planşe 6. C.Z. pentru bibliotecile mari 551.4. C. Z. pentru bibliotecile mici 551.

Întreprinderea poligrafică Sibiu, Şos. Alba Iulia nr. 40.
Republica Socialistă România